

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

RODRIGO BARÃO ROSSONI

**CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL E IDADES DO METAMORFISMO DOS
METASSEDIMENTOS DO COMPLEXO PORONGOS NA REGIÃO DE
TORRINHAS, RS.**

PORTO ALEGRE – RIO GRANDE DO SUL

2019

RODRIGO BARÃO ROSSONI

**CARACTERIZAÇÃO MICROESTRUTURAL E IDADES DO METAMORFISMO DOS
METASSEDIMENTOS DO COMPLEXO PORONGOS NA REGIÃO DE
TORRINHAS, RS.**

Trabalho de Conclusão de 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. Carla Cristine Porcher
Orientador: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

PORTO ALEGRE
2019

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitora: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Rossoni, Rodrigo Barão
Caracterização microestrutural e idades do metamorfismo dos
metassedimentos do complexo Porongos na região de Torrinhas, RS. / Rodrigo
Barão Rossoni. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2019.
[95 f.] il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Monografia). - Universidade Federal
do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências.
Porto Alegre, RS - BR, 2019.

Orientadores: Carla Cristine Porcher
Ruy Paulo Philipp

1. Complexo Porongos. 2. Microestruturas. 3. Isótopos de Sm/Nd. 4. Milonitos. 5.
Metassedimentos. I. Título.

CDU 551.243

Catálogo na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Sônia Teresinha Duarte de Oliveira CRB 10/2310

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre -
RS - Brasil
CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.
Fone: +55 51 3308-6569
E-mail: bibgeo@ufrgs.br

AGRADECIMENTOS

Dedico este trabalho, primeiramente, a minha família, a qual nunca mediu esforços para que eu chegasse até aqui e sempre me deu a maior força e apoio nas minhas decisões: Adriana, João, Renata e Gabriel, eu amo vocês e sou imensamente grato por tudo que vocês fizeram e fazem por mim.

Agradeço também aos meus orientadores, Carla e Ruy, por todos os ensinamentos (não apenas em geologia), conversas, paciência e dedicação para que este trabalho, na remota Torrinhas, fosse realizado. Obrigado pela oportunidade de ter trabalho com vocês e de produzirmos juntos esse trabalho.

Aos meus amigos que sempre estiveram comigo antes de entrar na Universidade me dando o maior apoio e ajudando para que eu entrasse e que estão comigo até hoje, muito obrigado por tudo e fica registrado minhas mais sinceras desculpas por todo “tá corrido”, “vou ir a campo”, “não aguento mais fazer duzentas cadeiras” que vocês escutaram durante esses anos. Também agradeço por ter conhecido e ter feito grandes amizades, que na verdade se tornaram quase uma família de tanto tempo e experiência compartilhada juntos durante esses cinco anos, que tenho certeza que levarei pro resto da vida: obrigado pelos campos, jogos do nosso Grêmio (e pela Libertadores que ganhamos juntos em Caçapava), saídas nas noites frias de Porto Alegre e do Vale na Hora Feliz, ao gigante Cerro Petroleiro, a Banquinha, a famosa Faixa 7 e aos Cafés (junto com o combo pré-estreia + Magic!) de Microssonda.

A Universidade pública e de qualidade em que estudei, UFRGS, obrigado por toda estrutura e oportunidade de estudar em uma das melhores universidades do Brasil. Agradeço, em especial, ao IGeo, aos excelentes funcionários e técnicos que pude conhecer e criar amizades, à todos os meus Professores que pude conviver nesses anos de Geologia e que muitos tenho o prazer de chamar, também, de amigos. Ao CAEG, por toda oportunidade de discussões e mudanças durante esse tempo, e aos amigos que fiz nesse lugar.

A Júlia, minha amiga e companheira, com quem pude compartilhar, desde as melhores experiências, até os momentos mais difíceis que esses cinco anos nos proporcionaram, obrigado por tudo e obrigado por me apresentar pessoas incríveis que hoje posso chamar de segunda família.

RESUMO

O Complexo Porongos (CP) é formado por rochas supracrustais polideformadas com metamorfismo variando de fácies xisto verde a anfibolito superior. O CP possui um expressivo número trabalhos com maior ênfase nas regiões norte e central, com poucos trabalhos na sua porção sul e, devido a isso, o trabalho buscou caracterizar essa área do CP na região de Torrinhãs. A área de estudo é composta por uma intercalação das rochas do Complexo Porongos com o Complexo Encantadas a partir de uma estruturação de direção predominantemente NE-SW, onde a foliação principal S_2 é concordante entre as unidades litoestratigráficas. Associado a essa foliação, é observado uma lineação de estiramento L_x de baixo a médio caimento caracterizada por uma componente oblíqua nos metassedimentos da região. O sentido de transporte associado à foliação principal S_2 é indicado pela foliação oblíqua e pelos porfiroclastos de plagioclásio e muscovita *fish* observados nos quartzitos, xistos pelíticos e injeções granodioríticas, evidenciando uma cinemática de topo para N-NW. As análises microestruturais mostram que, tanto nos xistos pelíticos e injeções granodioríticas associadas, quanto nos quartzitos da área, o evento de milonitização ocorreu a temperaturas em torno de 500° a 650° , como indicado pela recristalização do quartzo por mecanismos de rotação de subgrão (SGR) e pelos porfiroclastos de plagioclásio com caudas de deformação. Os xistos pelíticos e os gnaisses calci-silicáticos preservam parte dos eventos anteriores a milonitização, representados por uma foliação S_1 metamórfica e pelo bandamento composicional e de segregação metamórfica, respectivamente, que preservam uma paragênese de fácies xisto verde superior a anfibolito inferior. Os dados de química de rocha total caracterizam o protólito dos metassedimentos, indicando os quartzitos como sublitarenitos e subarcóseos, os xistos pelíticos e os gnaisses calci-silicáticos como folhelhos e *wackes*, todos formados em um ambiente de margem continental passiva. Os resultados de isótopos de Sm/Nd produziram T_{DM} de 1679 Ma e 1865 Ma e valores de ϵNd negativos entre -8,1 e -10,7, o que indica que as áreas-fonte dos sedimentos possuem uma assinatura crustal e idades do metamorfismo de 591 ± 25 Ma e 696 ± 61 Ma.

Palavras-chave: Complexo Porongos, microestruturas, isótopos de Sm/Nd.

ABSTRACT

The Porongos Complex (PC) is composed of polydeformed supracrustal rocks metamorphosed under greenschist to upper amphibolite facies conditions. The PC has a significant number of works with greater emphasis in the northern and central regions, with few works in its southern portion. For this reason, the work tried to characterize this area of PC in the region of Torrinhas. The study area is composed by an intercalation of rocks of the Porongos Complex with the Encantadas Complex from a predominantly NE-SW direction structuring, where the main foliation S_2 is concordant between the lithostratigraphic units. Associated with this foliation is observed a stretch lineation L_x with a low to medium angle characterized by an oblique component in the metasediments of the region. The transport associated with the mylonitic foliation S_2 is indicated by the oblique foliation, plagioclase porphyroclasts and muscovite fish observed in the quartzites, pelitic schists and granodioritic injections, showing a top-to-NNW movement. The microstructural analyzes show that in the pelitic schists and associated granodioritic injections, as well as in the quartzites, the event of mylonitization occurred at temperatures around 500 to 650 °C, as indicated by quartz recrystallization by subgrain rotation (SGR) and by plagioclase porphyroclasts with strain shadow. The Pelitic schists and calci-silicate gneisses preserve some of the events prior to mylonitization, represented by a metamorphic S_1 foliation and the compositional and metamorphic segregation banding, respectively, which preserve a paragenesis of upper greenschist to lower amphibolite facies. Total rock chemistry data characterize the protolith of metasediments, indicating the quartzites as sublitharenites and subarkoses, the pelitic schists and calci-silicate gneisses as shales and wackes, all formed in a tectonic setting of passive continental margin environment. The results from Sm/Nd isotopes produced a TDM of 1679 My and 1865 My and negative ϵ_{Nd} values between -8.1 and -10.7, indicating that the sediment source areas have a crustal signature, and garnet-whole-rock Sm/Nd ages of 591 ± 25 My and 696 ± 61 My.

Key-words: Porongos Complex, microstructure, Sm/Nd isotopes

LISTA DE ABREVIACOES

Ap - Apatita

BGL – *Bulging*

Bt - Biotita

CCA - Complexo Cerro da rvore

CDF - Cinturão Dom Feliciano

CHUR – Reservatório Condritico Uniforme

CP – Complexo Porongos

Di - Diopsídio

EDS – Espectroscopia de Energia Dispersiva

ϵ Nd – psilon Neodímio

Ep - Epidoto

GBM – *Grain Boundary Migration*

GCM - Grupo Cerro dos Madeiras

Grt – Granada

Hbl - Hornblenda

Ms – Muscovita

Plg - Plagioclásio

Qtz - Quartzo

SBG – *Subgrain Rotation*

SBV - Santana da Boa Vista

T_{DM} – Idade Modelo de depleo mantélica

TT - Terreno Tijucas

Tur – Turmalina

Zrn - Zircão

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Mapa de localização da área de estudo (hachurada) com os principais municípios e vias de acesso para o local. **Fonte:** Autor com base nos dados vetoriais do IBGE e Bing Maps..... 16
- Figura 2.** Mapa geológico do Complexo Metamórfico Porongos, com detalhe no retângulo vermelho para a área de estudo do projeto. **Fonte:** modificado de Fernandes e Porcher (1992); Chemale Jr (2000); Philipp, Pimentel e Chemale Jr (2016)..... 18
- Figura 3.** Porção sul do Gondwana mostrando suas áreas cratônicas e suas faixas móveis. Destaque em vermelho para o Cinturão Dom Feliciano. **Fonte:** Modificado de Philipp, Pimentel e Chemale Jr (2016).....20
- Figura 4.** Mapa geotectônico da porção sul do Brasil e Uruguai mostrando toda extensão do Terreno Tijucas, desde o Estado de Santa Catarina até o Uruguai. Detalhe para o retângulo em vermelho ressaltando a porção referente ao Complexo Porongos. **Fonte:** Modificado de Philipp, Pimentel e Chemale Jr (2016).....21
- Figura 5.** Figura esquemática com o corte ideal que deve ser realizado para observar as principais microestruturas em rochas deformadas. **Fonte:** Passchier e Trouw (2005).....26
- Figura 6.** Figura esquemática com as principais feições de recristalização dinâmica do quartzo segundo a temperatura e a taxa de deformação. **Fonte:** Passchier e Trouw (2005).27
- Figura 7.** Desenho esquemático ilustrando os estágios de desenvolvimento de um cinturão de dobras e cavalgamento durante a convergência de placas e, depois, na colisão entre continentes. Em (a), os estratos de margem passiva se depositam na crosta afinada; em (b), com o avanço da convergência, desenvolve-se um prisma acrescionário e um CDC na porção de back-arc e, em (c), quando há a colisão entre os continentes, forma-se um CDC em ambos lados do orógeno. **Fonte:** Van der Pluijm (2004).....29
- Figura 8.** Figura esquemática ilustrando o procedimento para realizar e marcar a atitude coletada em campo na lâmina delgada para estudos cinemáticos. Em (a) é mostrado a marcação do corte na amostra (paralelo a lineação e perpendicular a foliação); em (b) a colocação da lâmina na fatia da amostra e, em (c) as possíveis lâminas com a marcação.....33

Figura 9. Mapa geológico da região com base nos dados obtidos em campo e nos trabalhos de Dreyer, Gonzatti e Tedesco (2016) (estruturas de cor cinza), Mello (1993) e Camozzato, Lopes e Philipp (2012). Fonte: Autor.....	40
Figura 10. Afloramento PT-03 em A), mostra o bandamento milimétrico predominante nos gnaisses tonalíticos e, em B), a lineação de estiramento (L_x) marcada pelos grãos de quartzo e plagioclásio.	42
Figura 11. Exposições de quartzitos e quartzito-milonitos. A) Afloramento de quartzitos do ponto PT-05 onde é possível observar as intercalações com metapelitos concordantes com a estrutura xistosa e milonítica S_2 dos quartzitos; B) Ponto PT-01, mostrando a intercalação entre quartzitos e metapelitos concordantes com a xistosidade milonítica S_2 ; C) Detalhe da lineação de estiramento (linha amarela) marcada pelos quartzo deformado, D) Maior crista de quartzito da área, situada ao lado da Vila de Torrinhas, ponto PT-04; E) Detalhe do veio de quartzito-milonito do ponto PT-11 mostrando o bandamento milonítico S_2 , F) Detalhe de dobras recumbentes com plano axial concordante com a foliação milonítica S_2	44
Figura 12. Estruturas dos mármore e metagranitos. A) Ponto PT-02 mostrando corpos tabulares de metagranodioritos (circuladas em amarelo) encaixados e concordantes com a foliação S_2 dos xistos; B) Detalhe do metagranodiorito mostrando a lineação de estiramento; C) Contato concordante entre os xistos pelíticos, metagranodiorito e mármore na pedreira do ponto PT-08, com detalhe para cada um deles, respectivamente, em D), E) e F).	46
Figura 13. Estereogramas dos quartzitos dos pontos PT-01, PT-04 e PT-05. A), B) e C) representam os estereogramas de pólos da foliação milonítica (por densidade) e da lineação de estiramento (cruz) das rochas dos pontos PT-01, PT-05 e PT-04, respectivamente; D) Representação dos dados de foliação e lineação de todos quartzitos.	49
Figura 14. A) Estereograma dos polos (círculos) e lineações de estiramento dos xistos pelíticos (verde), metagranitos (vermelho) e injeções graníticas (cinza) dos pontos PT-02 e PT-08; B) Estereograma dos pólos (densidade) dos Gnaisses calcisilicáticos dos pontos PT-06 e PT-07.	50
Figura 15. A) Estereograma de pólos da foliação (densidade) e lineações composto pelos quartzitos, xistos pelíticos e metagranitos do Complexo Porongos; B) Estereograma de pólos da foliação (densidade) e lineação do Complexo Encantadas.	50

Figura 16. Fotomicrografias dos quartzitos milonitizados mostrando a foliação oblíqua indicada pelas setas azuis (luz natural) e pelas linhas amarelas pontilhadas (luz polarizada). A esquerda, em luz natural, e a direita, luz polarizada. A cinemática é de topo para NW. A) e B) PT-01A, C) e D) PT-04B e E) e F) PT-05B.52

Figura 17. Fotomicrografia dos quartzitos dos pontos PT-01 (A e B) e PT-04 (C e D). A) Porfiroclastos de muscovita (Ms) fish com cinemática lateral-esquerda (no campo, topo para NW) acompanhando a foliação oblíqua (linha amarela tracejada); B) Detalhe da muscovita marcando a foliação e o quartzo (Qtz) indicando foliação oblíqua (linhas amarelas); C) Cristais de turmalina (Tur) e D) mostra a foliação S_3 , de cinemática dextral, cortando a foliação principal S_253

Figura 18. Fotomicrografia dos xistos pelíticos dos pontos PT-02B (A e B) e PT-08B (C e D), mostrando as bandas de cisalhamento do tipo par S/C (linhas amarelas), porfiroclastos de muscovita (Ms) e granada (Grt), com matriz fina composta por agregados de biotita, quartzo (Qtz) e plagioclásio. Fotomicrografias em luz natural à esquerda e luz polarizada a direita.....55

Figura 19. A) e B) Fotomicrografia dos xistos pelíticos do ponto PT-02 mostrando uma ribbon de quartzo (antiga S_1) dobrada marcando as dobras F_2 ; C) e D) Detalhe do par S/C mostrando um porfiroclastos de muscovita (Ms) com granada (Grt); E) e F) Grãos de turmalina (Tur), granada, apatita (Ap) (quebrada) e matriz composta por quartzo (Qtz) e plagioclásio (Plg). Fotomicrografias em luz natural a esquerda e luz polarizada a direita.56

Figura 20. A) e B) Fotomicrografia de granada (Grt) do xisto pelítico do ponto PT-02B entre os porfiroclastos de muscovita (Ms) e sem inclusões; C) e D) Fotomicrografia de porfiroclastos de granada da amostra PT-08B com diversas inclusões de quartzo (Qtz) e poucas de biotita (Bt) envolta por uma matriz predominantemente de biotita; E) e F) Porfiroblasto de granada do xisto pelítico do ponto PT-08B com poucas inclusões de quartzo e biotita, envolta em uma matriz de biotita e muscovita, deformada devido a milonitização. Fotomicrografias em luz natural a esquerda e luz polarizada a direita.....57

Figura 21. Fotomicrografia do granodioritos milonítico do ponto PT-02B. A) e B) observa-se as bandas de cisalhamento do tipo S/C (linhas amarelas), junto a ribbons de quartzo (Qtz) e porfiroclastos de muscovita (Ms) fish; C) e D) observa-se a textura granoblástica poligonal do plagioclásio na matriz recristalizada. Fotomicrografias em luz natural a esquerda e, a direita, luz polarizada.....59

Figura 22. Fotomicrografia do granodioritos milonítico do ponto PT-02B. A) e B) Porfiroclastos de muscovita (Ms) fish com cinemática lateral-esquerda; C) e D) porfiroclastos de plagioclásio (Plg); E) e F) Detalhe para a textura do quartzo formado por SGR em uma ribbon. Fotomicrografias em luz natural a esquerda e, a direita, luz polarizada.....60

Figura 23. A) e B) Fotomicrografia dos gnaisses calci-silicáticos do ponto PT-06 destacando o bandamento com níveis félsicos ricos em quartzo (Qtz) e plagioclásio (Plg); C) e D) Detalhe dos níveis mais máficos ricos em hornblenda (Hbl), diopsídio (Di) e epidoto (Ep); E) e F) Detalhe para a hornblenda com as bordas substituídas por diopsídio. Fotomicrografias em luz natural a esquerda e, a direita, luz polarizada. ..62

Figura 24. Diagrama ternário (ortoclásio – albita – anortita) para as análises de plagioclásio da amostra PT-02A, ilustrando a variação entre os termos finais de albita para os iniciais de oligoclásio. **Fonte:** Modificado de Deer, Howie e Zussman (1992).63

Figura 25. Diagrama ternário (ortoclásio – albita – anortita) para as análises de plagioclásio nos xistos elíticos do ponto PT-02B (quadrados laranjas) e PT-08B (círculos azuis). **Fonte:** Modificado de Deer, Howie e Zussman (1992).67

Figura 26. Imagens de backscattering do xisto pelítico da amostra PT-02B. A) granada (Grt) usada para obtenção dos mapas composicionais da Figura 28; B) detalhe para granada com inclusão de ilmenita (Ilm) com transformação da muscovita (Ms) para biotita (Bt) no seu contato; D) porfiroclastos de muscovita e granada (rompida) e, em C), detalhe do quadrado mostrada na imagem anterior da região C do par S/C.68

Figura 27. Imagens de backscattering para a amostra PT-08B. A) granada (Grt) usada para obtenção dos mapas composicionais da figura 29; B) detalhe do cristal de granada rompido e o espaço gerado sendo ocupado por biotita (Bt); D) variação de tamanho dos cristais de granada, com detalhe para o menor em C).69

Figura 28. Mapa composicional qualitativo obtido através de EDS para o xisto pelítico da amostra PT-02B para os elementos Mn (a), Ca (b), Ca + Fe (c), Mg + Ca (d), Fe + Mn (e) e Mg + Mn (f). Note que é possível observar o enriquecimento no centro para os elementos Ca e Mn (por isso individualizados nessa figura) e, quando comparados ao Fe e Mg, mostram um empobrecimento em relação a esses elementos em direção as bordas do cristal.....70

Figura 29. Mapa composicional qualitativo obtido através de EDS para o xisto pelítico da amostra PT-08B para os elementos Mn (a), Ca (b), Ca + Fe (c), Mg + Ca (d), Fe + Mn (e) e Mg + Mn (f). Note que não é possível observar qualquer variação para a granada dessa amostra, nem em mapas individualizados que mostram um contraste maior como Ca e Mn, nem em mapas compostos, apesar do observado em análises pontuais.....71

Figura 30. Classificação dos possíveis protólitos das amostras através da química de rocha total. **Fonte:** Modificado de Herron (1988)......74

Figura 31. Ambiente tectônico das bacias sedimentares através de química de rocha total para as amostras analisadas. **Fonte:** Modificado de Bathia (1983).75

Figura 32. Gráfico evolutivo de ϵNd para as amostras PT-02B e PT-08B (linhas vermelhas) associada a dados bibliográficos de Chemale Jr (2000), Saalman, Remus e Hartmann (2006) e Gruber et al. (2016).77

Figura 33. Mapas composicionais de granada da amostra PT-02B com os elementos indicados em cada imagem e com a discussão das variações no capítulo 4.4.94

Figura 34. Mapas composicionais de granada da amostra PT-02B com os elementos indicados em cada imagem e com a discussão das variações no capítulo 4.4.95

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Valores representativos das análises pontuais, em % óxido e por fórmula unitária, realizadas em plagioclásio da amostra PT02a (% em peso para óxido).	64
Tabela 2. Resultados representativos para as análises pontuais de química mineral para os cristais de granada, muscovita, biotita e plagioclásio da amostra PT-02B (% em peso para óxido). Os dados completos encontram-se no Anexo 2.....	65
Tabela 3. Resultados representativos para as análises pontuais de química mineral para os cristais de granada, muscovita, biotita e plagioclásio da amostra PT-08B (% em peso para óxido). Os dados completos encontram-se no Anexo 3.....	66
Tabela 4. Análise quantitativa por FRX de elementos maiores (% em peso dos óxidos) e elementos-traço (em ppm) para cinco amostras.....	72
Tabela 5. Dados de geoquímica isotópica de Sm/Nd e idades de granada para as amostras para os xistos pelíticos dos pontos PT-02 e PT08.	76
Tabela 6. Porcentagem em óxido dos pontos realizados nos cristais de plagioclásio do ponto PT-02A obtidos através de análises pontuais por EDS no MEV.	89
Tabela 7. Porcentagem em óxido dos pontos realizados nos cristais de granada do ponto PT-02B obtidos através de análises pontuais por EDS no MEV.	90
Tabela 8. Porcentagem em óxido dos pontos realizados nos cristais de plagioclásio do ponto PT-02B obtidos através de análises pontuais por EDS no MEV.	90
Tabela 9. Porcentagem em óxido dos pontos realizados em muscovita e biotita do ponto PT-02B obtidos através de análises pontuais por EDS no MEV.	91
Tabela 10. Porcentagem em óxido dos pontos realizados nos cristais de granada do ponto PT-08B obtidos através de análises pontuais por EDS no MEV. .	92
Tabela 11. Porcentagem em óxido dos pontos realizados nos cristais de plagioclásio do ponto PT-08B obtidos através de análises pontuais por EDS no MEV.	92
Tabela 12. Porcentagem em óxido dos pontos realizados em muscovita e biotita do ponto PT-02B obtidos através de análises pontuais por EDS no MEV.....	93

Sumário

1.	INTRODUÇÃO.....	16
1.1.	Localização	16
1.2.	Caracterização do Problema.....	17
1.3.	Justificativa.....	19
1.4.	Objetivos	19
2.	ESTADO DA ARTE	20
2.1.	Contexto Geológico.....	20
2.2.	Microestruturas e Microtectônica	25
2.3.	Cinturão de Dobras e cavalgamentos	28
2.4.	Tectônica Transcorrente	30
3.	METODOLOGIA.....	32
3.1.	Trabalho de Campo	32
3.2.	Análise Petrográfica	33
3.3.	Microscopia Eletrônica de Varredura	34
3.4.	Fluorescência de Raios X (FRX).....	35
3.5.	Método Sm/Nd e Idade Modelo.....	36
4.	RESULTADOS	39
4.1.	Geologia da Área	39
4.1.1.	Complexo Encantadas	41
4.1.2.	Complexo Porongos.....	42
4.2.	Geologia Estrutural	47
4.3.	Análise Microestrutural.....	51
4.3.1.	Quartzitos	51
4.3.2.	Xistos Pelíticos	54
4.3.3.	Injeções Granodioríticas.....	58

4.3.4.	Gnaisses Calci-silicáticos	61
4.4.	Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	63
4.5.	Química de Rocha Total (FRX)	72
4.6.	Geoquímica Isotópica	76
5.	DISCUSSÕES	78
6.	CONCLUSÕES.....	83
7.	REFERÊNCIAS	85
8.	ANEXOS.....	89
8.1.	Anexo 1	89
8.2.	Anexo 2	90
8.3.	Anexo 3	92
8.4.	Anexo 4	94

1. INTRODUÇÃO

1.1. Localização

A área de estudo está localizada na porção sul do estado do Rio Grande do Sul, na localidade de Torrinhas, à 400 km de Porto Alegre (Fig. 1). As vias de acesso para o local são pela BR-116 (Porto Alegre – Pelotas), BR-293 (Pelotas – Pinheiro Machado) e uma via secundária (Pinheiro Machado – Torrinhas). A área de trabalho compreende as porções a sul e a norte da localidade de Torrinhas, com limite a sul na pedreira de quartzitos *Star Service* (localizada na BR-293) e com limite a norte à 8 km da cidade. As cartas topográficas do Exército que contém a área estudadas são as de Torrinhas (SH.22-Y-C-II-3) e Seival (SH.22-Y-C-I-4).

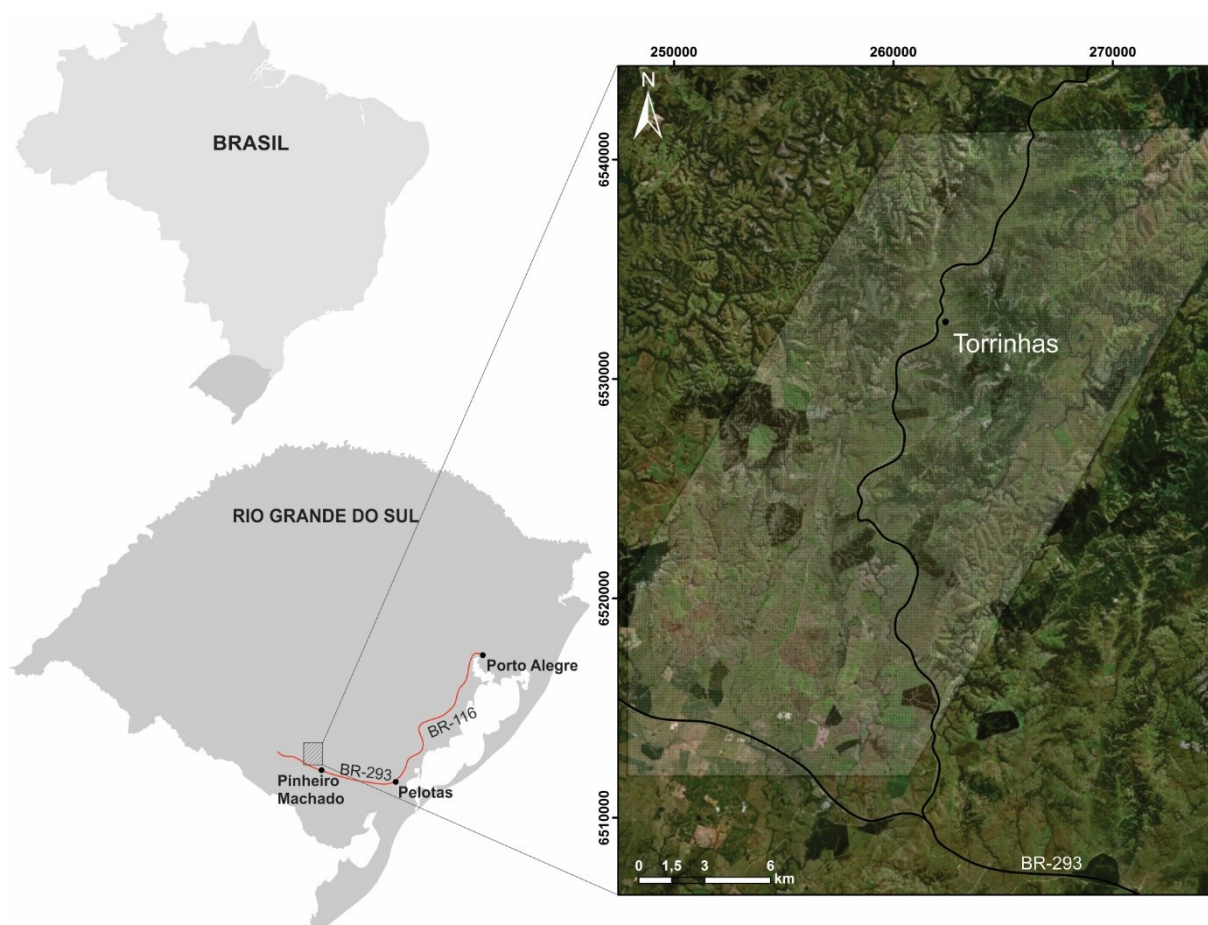


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo (hachurada) com os principais municípios e vias de acesso para o local. **Fonte:** Autor com base nos dados vetoriais do IBGE e Bing Maps.

1.2. Caracterização do Problema

Em um sistema orogênico compressional, as estruturas mais comuns e proeminentes encontradas são falhas de cavalgamento. Essas falhas são caracterizadas por carregarem extensos volumes de rochas sobre uma superfície de falha, podendo levar ao dobramento e deformação dessas fatias. Essas estruturas são partes principais de um Cinturão de Dobras e Cavalgamentos e afetam sedimentos, embasamento e rochas vulcânicas ao longo do sistema de montanhas e o atravessa desde a sua porção *foreland* até a *hinterland* (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 2004; DIPIETRO, 2018).

O Complexo Porongos (CP) é a parte do Terreno Tijucas localizado no Rio Grande do Sul (Fig. 2) e é formado por rochas supracrustais polideformadas com metamorfismo variando de fácies xisto verde a anfíbolito superior. O CP faz limite a leste com o Batólito Pelotas, a oeste com Terreno São Gabriel, a norte com Bacia do Paraná e a sudoeste com Terreno Taquarembó e possui extensão de 170 km de comprimento alinhado NE-SW com uma variação de largura em torno de 30 km.

Diversas ferramentas são necessárias para compreender a evolução de um Cinturão de Dobras e Cavalgamentos. A análise estrutural e a petrologia metamórfica fornecem diversas informações para entender a dinâmica e os parâmetros controladores da formação das rochas e suas estruturas (YARDLEY, 1989). Aliado a isso, o uso de geocronologia através do método Sm/Nd e idade modelo pode revelar a idade de metamorfismo e idade de extração crustal, tornando possível análise dos possíveis modelos de evolução tectônica de determinada região.

O trabalho tem como premissa que a área de estudo está situada dentro do CP que possui características estruturais e composicionais semelhantes as descritas em Cinturões de Dobras e Cavalgamentos. A hipótese para esse cenário é de que as rochas possuem características que marcam a fase de dobramentos e cavalgamentos e as fases anteriores a ela, e, a partir disso, é possível distinguir alguns eventos que ocorreram na área.

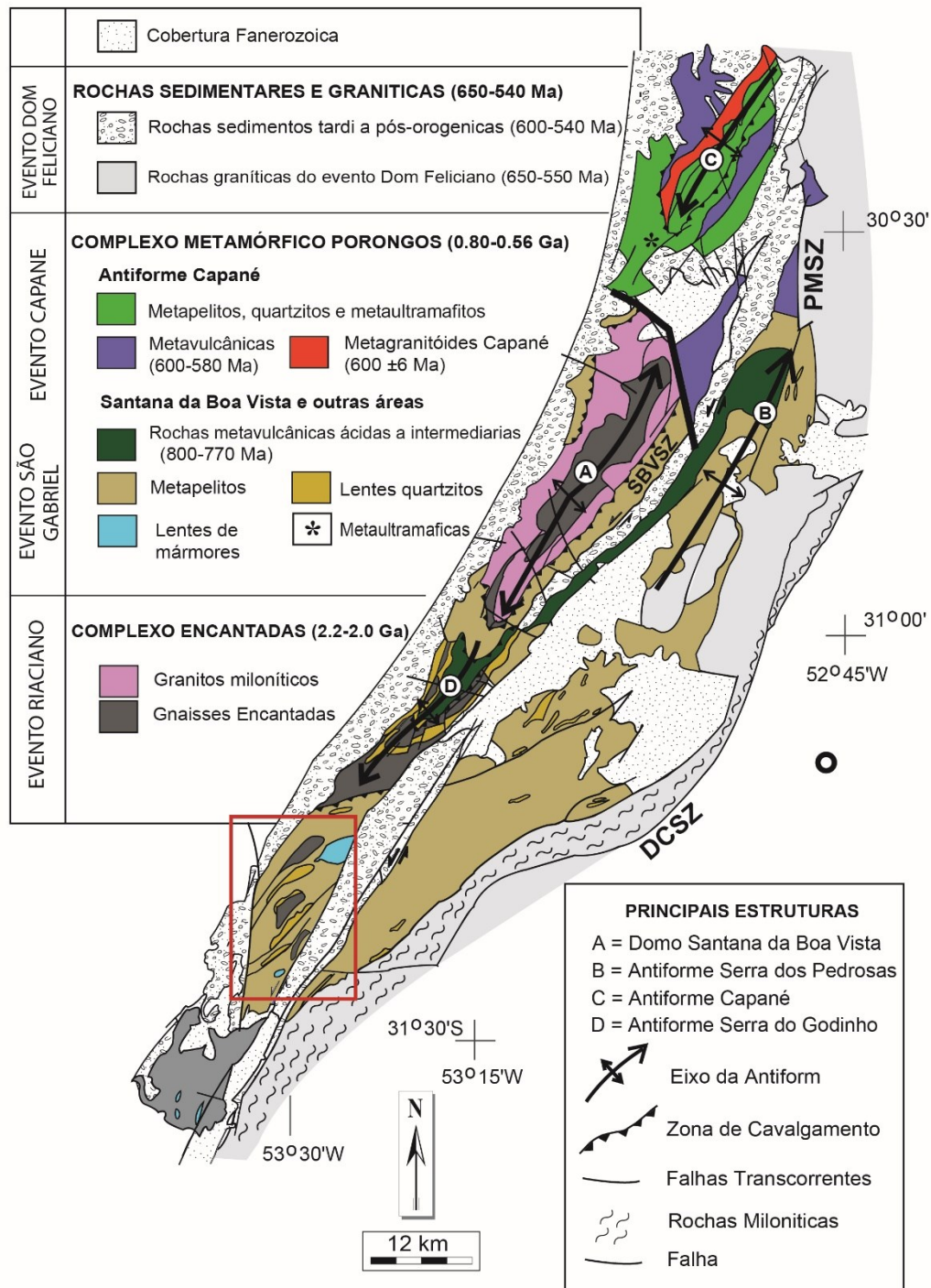


Figura 2. Mapa geológico do Complexo Metamórfico Porongos, com detalhe no retângulo vermelho para a área de estudo do projeto. **Fonte:** modificado de Fernandes e Porcher (1992); Chemale Jr (2000); Philipp, Pimentel e Chemale Jr (2016).

1.3. Justificativa

Apesar do expressivo número de trabalhos realizados no Complexo Porongos, grande parte deteve-se na caracterização das regiões norte e central do cinturão, com poucos trabalhos na sua região sul. Para entender a evolução de todo CP, faz-se necessário um melhor entendimento da sua porção ao sul, buscando novas informações acerca dos parâmetros de metamorfismo e deformação para ajudar no entendimento dessa complexa unidade do Cinturão Dom Feliciano.

1.4. Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo analisar a evolução tectono-metamórfica da porção sul do Complexo Porongos na região de Torrinhas. Para isso, quatro etapas são necessárias:

- Identificar e caracterizar as principais unidades litológicas da área de estudo, bem como suas principais estruturas planares e lineares.
- Caracterizar a trama das rochas através da análise petrográfica, definindo a mineralogia, texturas e principais microestruturas para determinar a fácies e grau metamórfico e correlacionar com os eventos tectônicos.
- Definir a idade de metamorfismo dos xistos pelíticos da área através de datação por Sm/Nd em granada-rocha total e investigar a origem desses sedimentos através de geoquímica isotópica de Sm/Nd.
- Relacionar a deformação, metamorfismo e idades obtidas com a evolução do Terreno Tijucas.

2. ESTADO DA ARTE

2.1. Contexto Geológico

A Província Mantiqueira (DE ALMEIDA et al., 1981) é um dos principais sistemas orogênicos neoproterozoicos formado durante a construção do Gondwana Oeste. Ela está situada ao longo da porção sul da costa atlântica brasileira, estendendo-se até o Uruguai, e é composta pelos cinturões Dom Feliciano, Ribeira e Araçuaí (PHILIPP; PIMENTEL; CHEMALE JR, 2016).

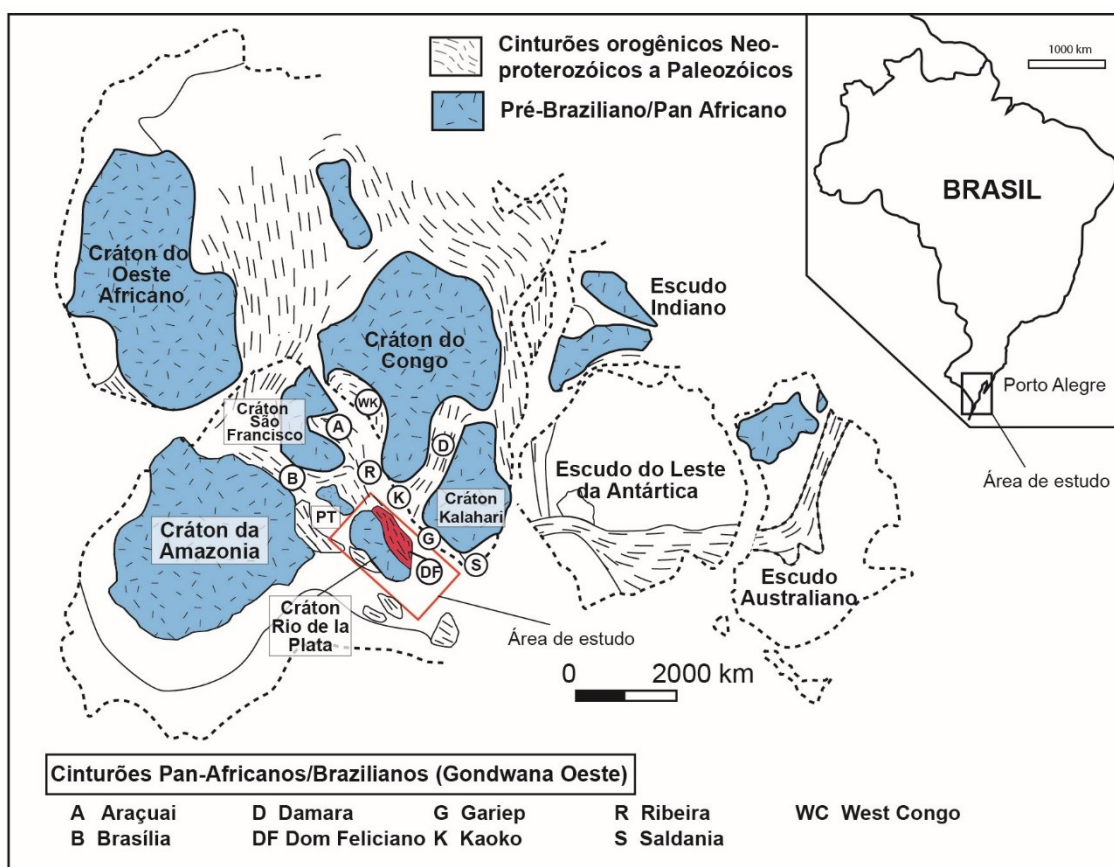


Figura 3. Porção sul do Gondwana mostrando suas áreas cratônicas e suas faixas móveis. Destaque em vermelho para o Cinturão Dom Feliciano. **Fonte:** Modificado de Philipp, Pimentel e Chemale Jr (2016).

O Cinturão Dom Feliciano (CDF) é uma das principais unidades geotectônicas da Província Mantiqueira, estendendo-se ao longo de uma faixa NE-SW, do estado de Santa Catarina até o Uruguai. O CDF tem sua origem na construção do Gondwana Oeste (Fig. 3) com a colisão entre os crátons Rio de la Plata, Congo e Kalahari no

neoproterozoico e é representado pelos terrenos São Gabriel, Tijucas e Batólitos Pelotas no RS (FERNANDES et al., 1995; CHEMALE JR, 2000).

O Terreno Tijucas (TT) é um cinturão de dobramentos composto por rochas supracrustais (metassedimentares e metavulcânicas) polideformadas e com metamorfismo variando de fácies xisto verde a anfibolito superior (Fig. 4). Os complexos metavulcano-sedimentares do TT podem ser compartimentados em três unidades metamórficas segundo sua localização: Grupo Brusque (Santa Catarina), Complexo Porongos (Rio Grande do Sul) e Grupo Lavallega (Uruguai).

Inicialmente, o TT, cunhado como Cinturão (Sistema) de Dobramentos Tijucas, fez parte da porção sul do Cinturão de Dobramento Ribeira (HASUI; CARNEIRO; COIMBRA, 1975) e da Província Mantiqueira (DE ALMEIDA et al., 1981), o qual teve suas características petrológicas e estruturais impostas pelo Ciclo Brasileiro (DE ALMEIDA et al., 1981).

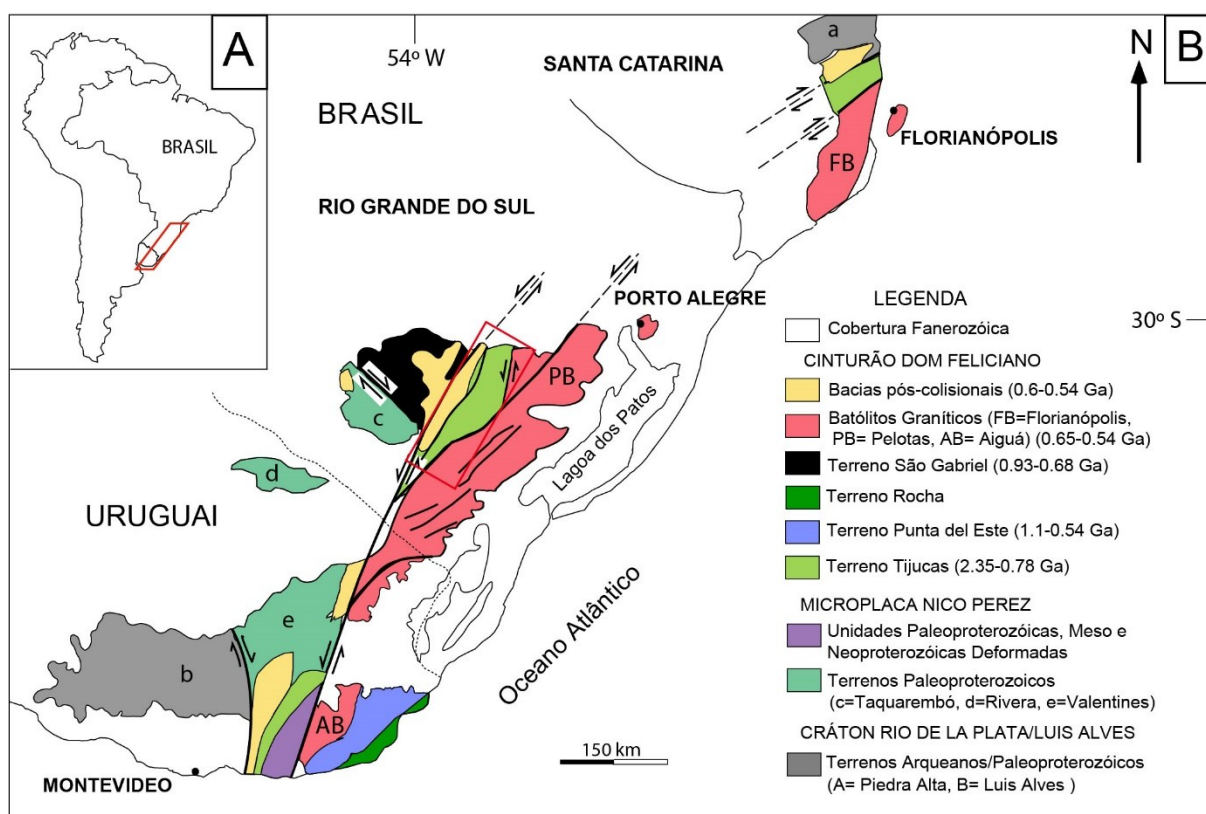


Figura 4. Mapa geotectônico da porção sul do Brasil e Uruguai mostrando toda extensão do Terreno Tijucas, desde o Estado de Santa Catarina até o Uruguai. Detalhe para o retângulo em vermelho ressaltando a porção referente ao Complexo Porongos. **Fonte:** Modificado de Philipp, Pimentel e Chemale Jr (2016).

Ao longo dos anos, o CP recebeu uma série de definições: Série Porongos (CARVALHO, 1932), Grupo Porongos (GOÑI, 1962), Suíte Metamórfica Porongos (JOST; BITENCOURT, 1980), Cinturão Porongos (HARTMANN; PORCHER; REMUS, 2000) e Complexo Metamórfico Porongos (CHEMALE JR, 2000).

Através de um mapeamento realizado na porção norte do TT no RS, Jost e Bitencourt (1980) propuseram uma substituição a antiga Fm. Encantadas de Tessari e Picada (1966) por Gnaisses Encantadas. Além disso, duas unidades estratigráficas foram propostas, ambas separadas por uma descontinuidade estrutural, marcada pela justaposição tectônica de dois conjuntos metamórficos que encerram histórias distintas. O Grupo Cerro dos Madeiras (GCM), constituído da Fm. Arroio dos Neves (rochas metarcóseos e quartzitos) e a Fm. Arroio Olaria (quartzitos intercalados por xistos e rochas pelíticas-carbonáticas), e o Complexo Cerro da Árvore (CCA), constituído de 4 unidades empilhadas, com intercalação de metavulcânicas e metapelitos. Características importantes foram interpretadas, como um ambiente de “back-arc” para as rochas do CCA e seu transporte tectônico por falhas inversas contra o GCM e o desenvolvimento de estruturas regionais como domos (Santana da Boa Vista) e antifomes (Serra do Godinho, Serra dos Pedrosas e Capané) (Fig. 2). Uma correlação entre os Grupos Lavallega, Cerro dos Madeiras e Brusque, sendo caracterizadas por serem a porção autóctone no Cinturão de Dobramentos Tijucas, enquanto que uma correlação entre a porção alóctone poderia ser traçada apenas entre o RS e o Uruguai, sendo elas entre o Cerro das Árvores e a Fm. Serra Ballena, respectivamente (JOST; BITENCOURT, 1980).

Contudo, Porcher e Fernandes (1990), através de dados de mapeamento na região do Santana da Boa Vista, sugeriram que os Gnaisses Encantadas tivessem sua composição predominantemente quartzo-feldspática, bem como a ausência de tipos petrográficos claramente parametamórficos associados a essa unidade, sugerindo assim tratar-se de ortognaisses e não de paragnaisses ou para-ortognaisses. Reconheceram também dois corpos de granitóides, anteriormente interpretados como sendo rochas supracrustais do Grupo Cerro dos Madeira, para os quais sugeriram a mudança de denominação para Granitóides Miloníticos de Santana da Boa Vista. Além dos granitóides, foi proposta a mudança de quartzitos de laminação plano-paralela (JOST; BITENCOURT, 1980) para quartzo milonitos, onde

o bandamento teria origem a partir da segregação metamórfica concomitante à milonitização.

Além das sugestões de alteração, Porcher e Fernandes (1990) dividiram a deformação brasileira que afetou as rochas da região em dois estágios, sendo (i) fluxo dúctil com metamorfismo de fácies anfibolito inferior a xisto verde, caracterizado pela sua penetratividade em escala meso a microscópica e (ii) dúctil-rúptil com metamorfismo de fácies xisto verde a metamorfismo incipiente, sendo caracterizado por estruturas só localizadamente penetrativas (estruturas regionais como o Domo de Santana da Boa Vista, Antiforme Capané e Serra dos Pedrosas), sendo o primeiro relacionado ao regime de alta deformação tangencial de direção NE-SW.

Uma série de mapeamentos foram realizados na porção sul do Cinturão de Dobramentos Tijuca no RS por Remus et al. (1987), que subdividiu as unidades do então chamado Grupo Porongos em dois compartimentos, separando, a partir de uma calha sedimentar, em faixa leste e oeste. Foram reconhecidas também quatro fases de deformação, com as dobras recumbentes, interpretadas como dobras associadas a falhas de cavalgamento, se desenvolvendo nas primeiras fases.

Mello et al. (1992) definem a área da região do Cerro dos Porongos, vila de Torrinhãs e Aberto dos Cerros como uma faixa alongada enfiada como um bloco entre zonas transcorrentes posteriores. Eles observaram que a estruturação da região passa por alinhamentos segundo uma orientação NE-SW com vergência tectônica para NW, agrupando como rochas do embasamento granitos, gnaisses e quartzomilonitos, sendo a gênese dos últimos relacionada a deformação de rochas graníticas e/ou veios de quartzo. Além disso, Mello et al. (1992) definem a cobertura como sendo pequenas escamas tectônicas imbricadas com complexo de embasamento e deformada em níveis crustais mais profundos que no Uruguai, sendo composta por xistos (variações com muscovita, clorita, biotita e granada) e metavulcânicas ácidas, com injeções de granitóides e pegmatóides e intercalações de rochas calci-silicáticas, meta-calcários e metaultramafitos. Por fim, Mello et al. (1992) separam as estruturas desenvolvidas em duas fases, F_n (estruturas precoces) e F_{n+1} (estruturas tardias) e definem que a deformação principal impressa nessas rochas é devida a um regime dúctil não coaxial. Na fase F_n foi gerado uma lineação de estiramento (entre S20W-S20E) presente na maioria dos litotipos, como também a formação de dobras deitadas, apertadas a isoclinais, rompimentos de flanco inverso e padrão

anastomosado da foliação milonítica. A fase F_{n+1} é caracterizada pelo desenvolvimento de dobras abertas em níveis crustais mais rasos, resultando em um padrão de interferência de domos e bacias e, também, por zonas de cisalhamento de alto ângulo.

A região de Torrinhas-Jaíba fez parte de um mapeamento realizado pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM da folha Hulha Negra (CAMOZZATO; LOPES; PHILIPP, 2017), onde essa porção foi caracterizada pela presença de xistos micáceos, quartzitos e mármore, ocorrendo intercalações métricas com dunitos, serpentinitos e xistos magnesianos, com exposições restritas no extremo sul de gnaisses. O CP nessa região faz contato a oeste com as rochas do grupo Guaritas e Santa Bárbara através da Falha Porongos (falha normal) e a leste com as rochas da Fm. Arroio dos Nobres através das falhas de Torrinhas e Açotéia (CAMOZZATO; LOPES; PHILIPP, 2017).

O metamorfismo característico do Complexo Metamórfico Porongos varia de fácies xisto verde a anfibolito superior aumentando de oeste para leste. Diversas zonas metamórficas foram identificadas (clorita, biotita, granada, estauroлита e cianita), além de retrometamorfismo, zonas com intensa milonitização e ocorrência de porfiroblastos de granada, cianita, andaluzita, cloritóide, estauroлита e fibrolita (JOST; BITENCOURT, 1980; REMUS et al., 1987; PORCHER; FERNANDES, 1990; MARQUES et al., 1998; HARTMANN; PORCHER; REMUS, 2000; CHEMALE JR, 2000).

A evolução estrutural do Complexo Porongos compreende cinco fases de deformação, sendo elas relacionadas a formação de uma foliação principal, redobradas em eventos de deformação progressiva (SAALMANN; REMUS; HARTMANN, 2006). Posterior a isso, há uma nova fase em condições de retrometamorfismo com a formação de dobras fechadas e eventos de cavalgamento associado com dobras de vergência NW, os quais transportam as unidades sudestes para noroeste, caracterizando o cinturão de dobras e cavalgamentos do CDF. Uma última fase de deformação é marcada pelas transcorrências que cortam os cavalgamentos, de características semirúpteis a rúpteis de direção NE-SW (SAALMANN; REMUS; HARTMANN, 2006; SAALMANN et al., 2011).

Estudos de proveniência identificaram duas sequências deposicionais, no mínimo três principais áreas fontes (Paleo, Meso e Neoproterozóica) para essas bacias e um ambiente tectônico de foreland (antepaís) do sistema orogênico formado pelo Batólito Pelotas, Complexo Metamórfico Porongos e Bacia do Camaquã (GRUBER et al., 2011; PERTILLE et al., 2015; GRUBER et al., 2016; HÖFIG et al., 2018).

2.2. Microestruturas e Microtectônica

O estudo de microestruturas em lâminas delgadas é uma importante ferramenta para compreender complexas histórias evolutivas de diferentes rochas. A observação dessas microestruturas (ou trama) tem como objetivo entender os mecanismos de deformação e metamorfismo, e reconstruir as histórias metamórficas e estruturais de determinado volume de rocha (PASSCHIER; TROUW, 2005).

Nesse aspecto, as rochas podem formar-se e ser submetidas a inúmeras fases deformacionais com diferentes picos metamórficos que se sobrepõem uns aos outros. No momento em que se traduz essas relações temporais entre as fases de deformação e os picos de metamorfismo, é possível relacioná-los aos eventos tectônicos aos quais as rochas foram submetidas (PASSCHIER; TROUW, 2005).

Um importante grupo de rochas mostra-se muito bom para realizar os estudos de microestruturas em zonas de alta deformação: as rochas miloníticas. O termo milonito foi cunhado por Lapworth (1885) para designar rochas xistosas de granulação fina em zonas de falhas por processos rúpteis de cominuição. Com o avanço do conhecimento a respeito de tópicos como falhas e zonas de cisalhamento, a definição de milonito passou por significativas mudanças. Pode-se considerar, então, que o termo milonito se refere a rochas que possuem um conjunto específico de (micro)estruturas (Fig. 5), as quais são geradas sob condições de alta taxa de deformação formando uma trama SL penetrativas e gerando por cominuição uma matriz fina que envolve os porfiroclastos. Em condições de deformação dominadas por cisalhamento simples desenvolve estruturas do tipo par S/C, bandas de cisalhamento C', minerais tipo *fish*, foliação oblíqua, entre outras (PASSCHIER; TROUW; WIERSMA, 2010).

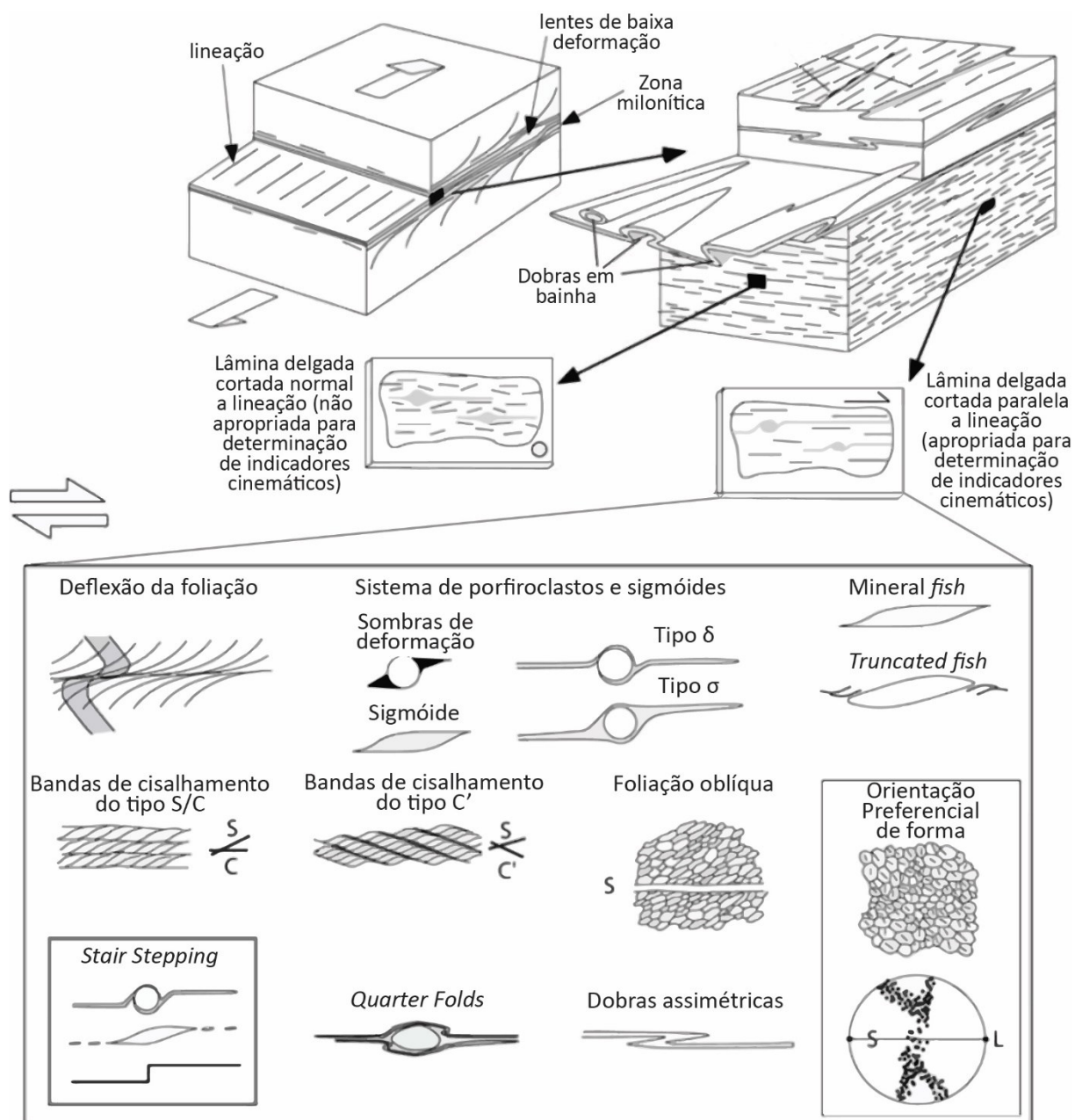


Figura 5. Figura esquemática com o corte ideal que deve ser realizado para observar as principais microestruturas em rochas deformadas. **Fonte:** Passchier e Trouw (2005).

Para a realização de estudos de análise cinemática de determinada zona de cisalhamento, as amostras devem ser corretamente orientadas para que se possa definir a movimentação real da zona de falha, observada ao longo da seção XZ do elipsoide de deformação (Fig. 5).

Outro aspecto importante no estudo de milonitos é do reconhecimento do mecanismo de recristalização dinâmica. Dois processos para a recristalização dinâmica são importantes: (a) formação e progressiva rotação de subgrão (*rotation of*

subgrain) e (b) migração de limite de grão (*grain boundary migration*). Esses dois processos geram três diferentes mecanismos de recristalização dinâmica formando microestruturas características para cada uma (Fig. 6): *Bulding recrystallization* (BLG), *subgrain rotation recrystallization* (SGR) e *grain boundary migration recrystallization* (GBM). Esses mecanismos são controlados pela temperatura, tensão (*stress*) e taxa de deformação (*strain*) (STIPP et al., 2002).

Durante o BLG em condições de baixas temperaturas, o processo dominante local é o de migração de limite de grão. A contribuição de rotação de subgrão aumenta com a temperatura, até que a rotação de subgrão domina a migração de limite de grão, e as microestruturas resultantes são de SGR. Em temperaturas ainda mais altas acima do campo de SGR, o mecanismo dominante é GBM. Nesse ponto o processo dominante é o de migração de limite de grão, contudo, os limites varrem o grão inteiro, não ocorrendo redução no tamanho de grão (STIPP et al., 2002).

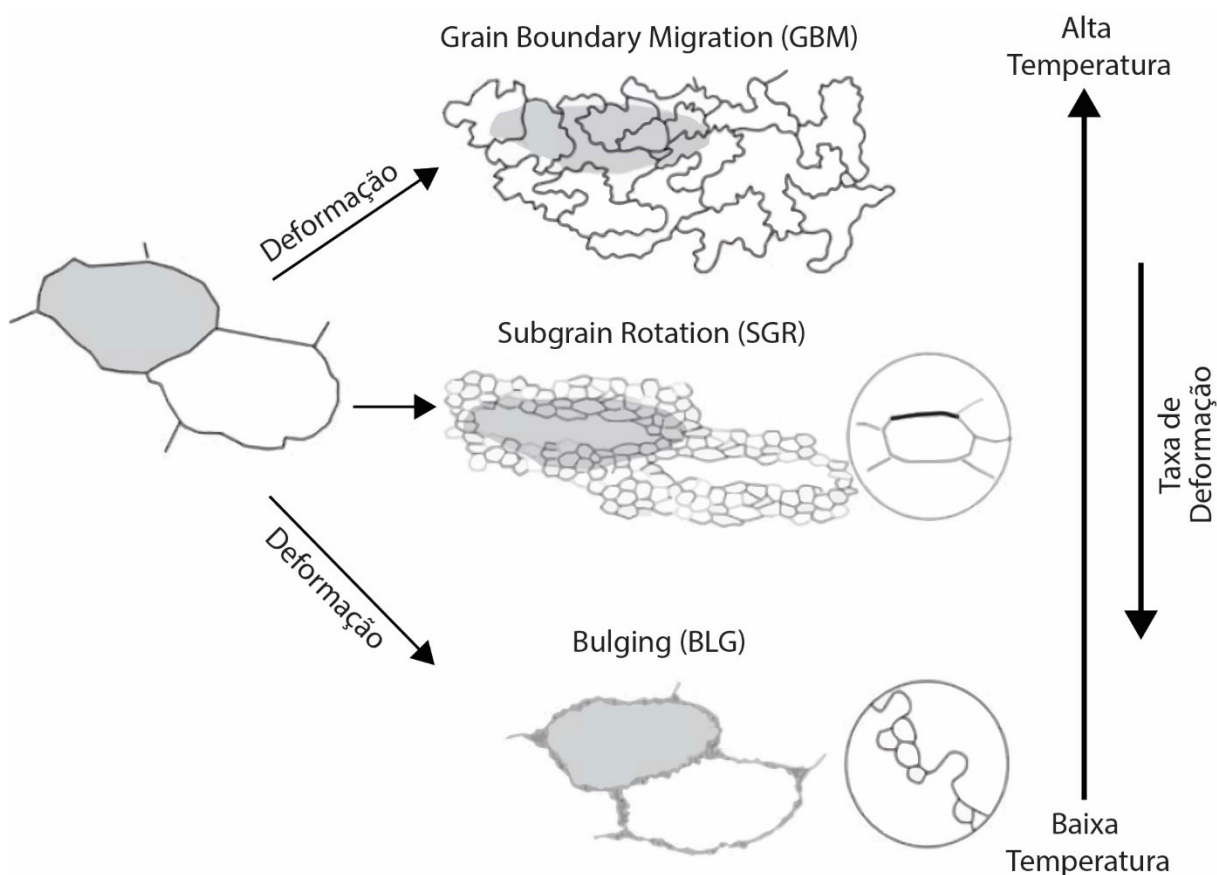


Figura 6. Figura esquemática com as principais feições de recristalização dinâmica do quartzo segundo a temperatura e a taxa de deformação. **Fonte:** Passchier e Trouw (2005).

2.3. Cinturão de Dobras e cavalgamentos

Falhas de cavalgamento são falhas inversas (*dip-slip*) em que blocos de rochas são carregados sobre uma superfície de falha. Esses blocos são chamados de *sheets* ou *slices thrust*. A tensão que causa esse transporte sobre superfícies de falha pode ser causada por convergência ou colisão entre dois blocos (como micropalacas). Como consequência desses movimentos, camadas que antes eram horizontais tornam-se inclinadas e dobradas, podendo desenvolver foliações tectônicas. Logo, a porção em escala regional da crosta na qual desenvolvem-se estruturas como falhas de cavalgamento e dobras causadas por encurtamento tectônico horizontal é chamada de cinturão de dobras e cavalgamento (CDC) (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 2004).

Os termos *thin-skinned* e *thick-skinned* descrevem as feições geométricas encontradas nesses cinturões, onde o primeiro está relacionado a cavalgamentos onde a estrutura sedimentar é descolada do seu embasamento cristalino, enquanto o segundo envolve cavalgamentos que alcançam o embasamento cristalino (PFIFFNER, 2017).

Para especificar a localização no CDC que se formou na crosta continental, é usado a porção não deformada do continente fora do CDC como ponto de referência. Quando é dito que o movimento é em direção a *foreland* significa que o transporte é em direção a porção não deformada no interior continental, enquanto em direção a *hinterland* significa em direção a parte do orógeno onde os processos de deformação e metamorfismo são mais intensos. A frente do cinturão, na porção *foreland* do orógeno, é criado um espaço de acomodação devido ao peso do CDC onde sedimentos são depositados, formando uma Bacia de *Foreland* (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 2004).

Os CDC se formam, basicamente, em seis diferentes ambientes tectônicos, no qual dois se destacam para o presente trabalho (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 2004):

(a) Porção *foreland* de um orógeno colisional (Fig. 7C): Nesse ambiente, a subducção consome a litosfera oceânica entre dois continentes e eles colidem. Como consequência disso, um CDC evolui nas margens passiva das placas envolvidas,

sofrendo cavalgamentos em direção a região de *foreland*. Durante esse processo, a porção de água profunda da bacia de margem passiva é colocada no topo da sua porção de água rasa, enquanto falhas normais formadas durante o rifteamento que criaram a margem passiva são reativadas como falhas de cavalgamento, levando porções do embasamento para cima junto com os depósitos sedimentares. A erosão atua com o soerguimento do orógeno, provendo sedimentos que irão preencher a bacia de *foreland* que pode ser parcialmente incorporada ao CDC.

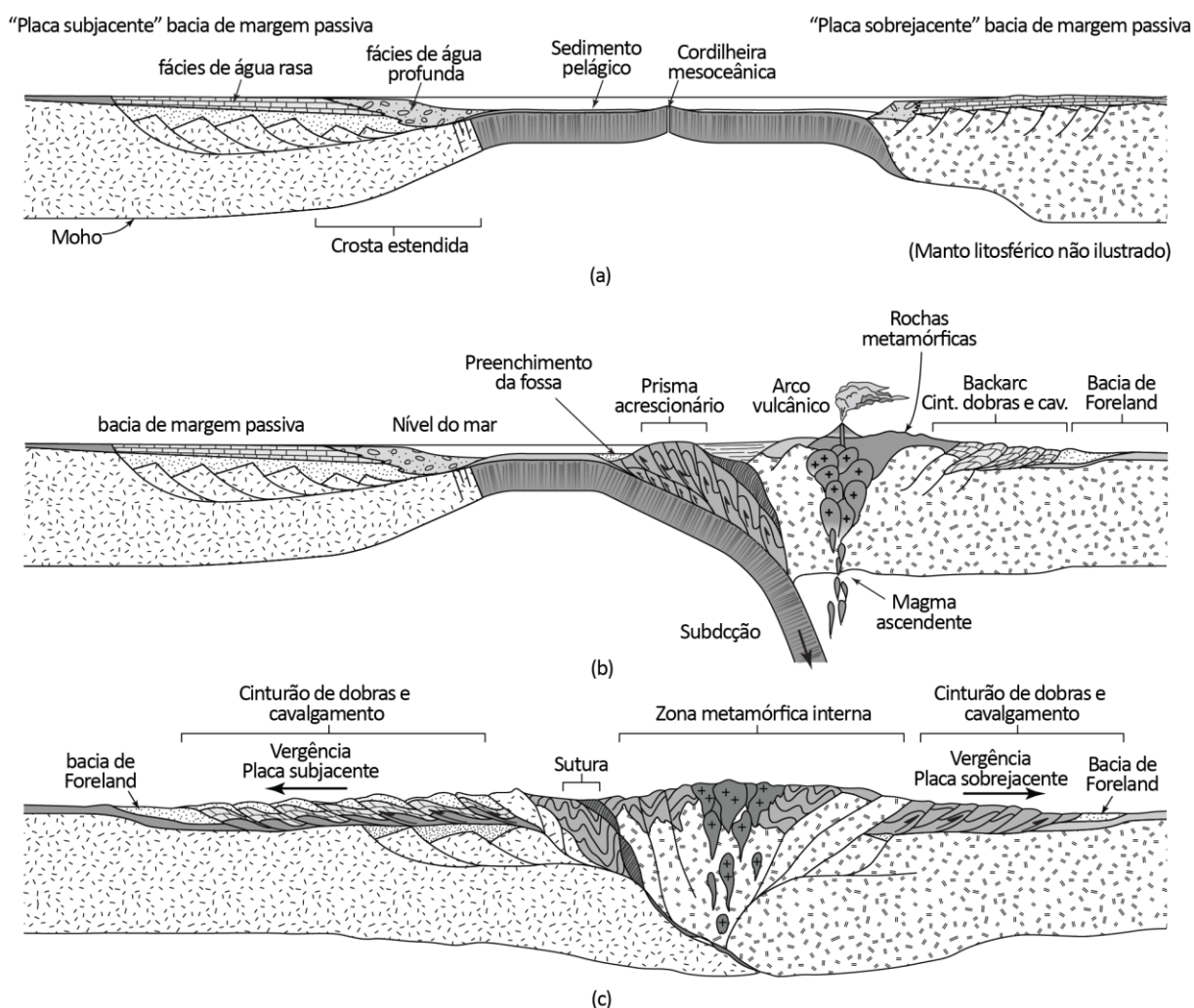


Figura 7. Desenho esquemático ilustrando os estágios de desenvolvimento de um cinturão de dobras e cavalgamento durante a convergência de placas e, depois, na colisão entre continentes. Em (a), os estratos de margem passiva se depositam na crosta afinada; em (b), com o avanço da convergência, desenvolve-se um prisma acrescionário e um CDC na porção de *back-arc* e, em (c), quando há a colisão entre os continentes, forma-se um CDC em ambos os lados do orógeno. **Fonte:** Van der Pluijm (2004).

(b) Prisma acrescionário nas bordas da trincheira (Fig. 7B): No lado oceânico do arco, devido a subducção, é incorporado sedimentos da placa subductada. Esses sedimentos preenchem a trincheira no prisma acrescionário e, devido ao

encurtamento causado, um cinturão de dobras e cavalgamento é desenvolvido nessa região. As estruturas tendem a ser caóticas devido ao caráter do material incorporado e a escorregamentos gravitacionais que ocorrem na região.

2.4. Tectônica Transcorrente

Falha do tipo *strike-slip* é uma falha na qual todo movimento ocorre na direção paralela à direção da falha e, de modo estrito, não ocorre soerguimento ou subsidência. Contudo, observa-se que em diversas falhas desse tipo são acompanhadas por componentes de encurtamento e extensão. Nesse sentido, duas possibilidades de combinação de movimento nessas falhas, geralmente em ambientes de colisão oblíqua, são possíveis de acontecer: transpressão, que ocorre quando há uma combinação de movimentação do tipo *strike-slip* com encurtamento, e transtração, que ocorre quando há uma combinação de movimentação *strike-slip* com extensão (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 2004).

O encurtamento causado pela transpressão causa cavalgamento e soerguimento dentro ou adjacente a zona de falha. Para a transtração, o componente de extensão causa falhamentos normal e subsidência. As dimensões dessas estruturas formadas ao longo da falha dependem da quantidade de encurtamento e extensão aplicada. Essas falhas do tipo oblíquas possuem, em uma distribuição espacial, falhas que se assemelham a flores (“pétalas” espalhando-se para fora a partir de um “caule”) chamadas de “estrutura em flor”. Essas estruturas em zonas transpressivas são chamadas de “estrutura em flor positiva” e, em zonas transtrativas, chamadas de “estrutura em flor negativa” (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 2004).

Falhas do tipo *strike-slip* ocorrem ao longo de limites de placas convergentes e, quando o vetor que descreve o movimento relativo entre as placas envolvidas não é perpendicular a fossa da margem convergente, temos uma convergência (ou colisão) oblíqua. O movimento relativo entre essas placas pode ser particionado em duas componentes: uma componente não-coaxial da deformação e uma componente coaxial, dando lugar a domínios onde cisalhamento puro (cavalgamentos), perpendicular à margem, ou cisalhamento simples (*strike-slip*), paralelo a margem,

predominam (FOSSEN; TIKOFF; TEYSSIER, 1994; FOSSEN; TIKOFF, 1998; VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 2004).

Cinturões de dobras e cavalgamentos podem conter falhas do tipo *strike-slip*, nas quais seus traços tendem a ser paralelas a direção de transporte regional. Algumas dessas falhas, chamadas de rampas laterais, podem cortar alguns cavalgamentos que se movem uns em relação aos outros (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 2004).

3. METODOLOGIA

3.1. Trabalho de Campo

A etapa de campo ocorreu entre os dias 7 e 10 de março de 2019, entre os municípios de Pinheiro Machado, Piratini e Hulha Negra no RS. Foram visitados nove afloramentos na região, onde ocorreu a coleta de dados estruturais e amostras para serem usadas nas etapas subsequentes.

Os afloramentos foram selecionados em uma etapa antecedente ao campo, com base no mapeamento da folha Hulha Negra (CAMOZZATO; LOPES; PHILIPP, 2012) realizado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e no mapa geológico de Dreyer, Gonzatti e Tedesco (2016). Além dos mapas geológicos pré-existentes, foi usado como material de auxílio imagens do *Google Earth*[®] e imagens do tipo *SRTM* trabalhadas no *software* de Sistema de Informações Geográficas (SIG) *ArcGis*[®] para traçar os principais lineamentos e determinar as principais vias de acesso para os afloramentos.

A amostragem dos dados estruturais foi realizada com o auxílio da bússola do tipo *Brunton*[®] na metodologia da “regra da mão esquerda”. Os dados estruturais identificados e coletados em campo contam com xistosidade, foliações, eixos e planos axiais de dobras, lineações de estiramento e mineral. Após a coleta, os dados foram trabalhados em estereogramas através do *software Stereo32*[®] para auxílio na interpretação da área.

A coleta de amostras para petrografia ocorreu de duas maneiras: amostragem não orientada e orientada. Para as amostras orientadas, foi marcado *in loco* a direção da camada e o sentido do mergulho com uma bússola do tipo *Brunton*[®], registrando esses dados na caderneta de campo.

3.2. Análise Petrográfica

As propriedades ópticas dos minerais e de outros materiais cristalinos são diagnósticas e suas avaliações quantitativas geralmente levam à sua correta identificação. A partir da elaboração de lâminas delgadas e através de um microscópio de polarização (também chamado de petrográfico), é possível estudar pequenas porções de uma rocha, fornecendo dados produzidos pela interação da luz visível com a amostra (KLEIN; DUTROW, 2011).

A partir da análise macroscópica, foram selecionadas e encaminhadas 10 amostras para a confecção de lâminas delgadas no Núcleo de Preparação de Amostras (LabPrep) do Instituto de Geociências (IGEO) – UFRGS. As amostras selecionadas para a preparação de lâminas delgadas foram cortadas na serra, coladas em uma lâmina de vidro e desbastadas até atingirem a espessura de 30 μm , ideal para o uso no microscópio petrográfico.

Além disso, foram selecionadas cinco amostras para estudos microestruturais, as quais foram orientadas no campo. As amostras orientadas foram marcadas com seu mergulho e direção e, para evitar erros, foram feitas fotografias que mostrassem o processo realizado. As amostras foram cortadas em pequenos blocos onde foi gravada a orientação obtida em campo. O corte realizado foi feito perpendicular a foliação e paralelo a lineação, ou seja, as amostras foram cortadas segundo o plano XZ do elipsoide de deformação. Uma lâmina de vidro é colada no bloco e, após isso, a orientação foi repassada para a parte posterior do vidro (os demais procedimentos foram iguais as realizadas para as lâminas não orientadas).

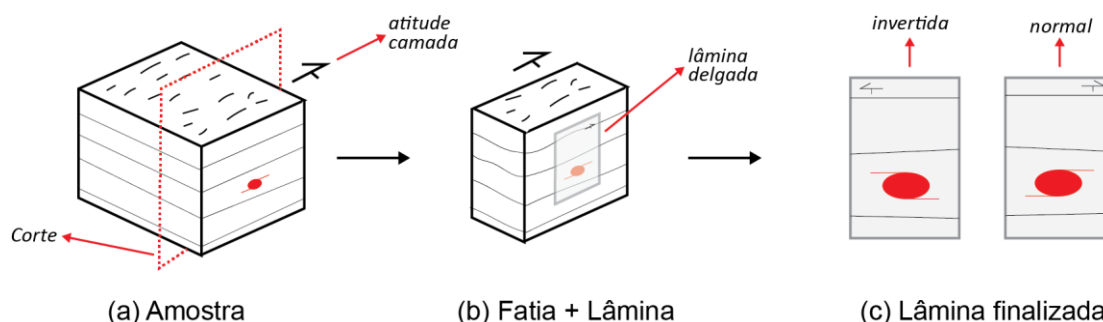


Figura 8. Figura esquemática ilustrando o procedimento para realizar e marcar a atitude coletada em campo na lâmina delgada para estudos cinemáticos. Em (a) é mostrado a marcação do corte na amostra (paralelo a lineação e perpendicular a foliação); em (b) a colocação da lâmina na fatia da amostra e, em (c) as possíveis lâminas com a marcação.

3.3. Microscopia Eletrônica de Varredura

A microscopia eletrônica de varredura é baseada na emissão de um feixe de elétrons de diâmetro nanométrico para explorar a superfície de uma amostra, que se encontra na câmara de vácuo. Esse feixe primário incide e interage com a amostra, que resulta no espalhamento elástico pelos núcleos dos átomos e um espalhamento inelástico pela eletrosfera dos átomos da amostra. O espalhamento elástico dá origem a um sinal de baixa energia (Elétrons Secundários) e outro de alta energia (Elétrons Retroespalhados). O espalhamento inelástico gera raios X característicos (EDS) e emissão de luz na Catodoluminescência (CL) (REED, 2005; KLEIN; DUTROW, 2011; NESSE, 2011; HINRICHS, 2014).

Os *Elétrons Secundários* (SE) têm como principal resultado imagens tridimensionais, ressaltando contrastes topográficas de objetos com resoluções espaciais melhores que 10 nm. Os *Elétrons Retroespalhados* (BSE) são utilizados para produzir imagens de contraste composicionais, o qual é em função do número atômico médio dos elementos contidos na região amostrada, podendo alcançar resoluções de 100 nm. Os raios-X emitidos pela amostra são identificados através de um *espectrômetro de raio-X por Dispersão de Energia* (EDS) acoplado ao MEV, ao qual realiza análises qualitativas à quantitativas (Uso de correções de *background*) de química mineral através da identificação dos elementos presentes na amostra pela posição dos picos de raios-X e da quantidade através da intensidade, além de produzir perfis e mapas composicionais. Além disso, é possível obter imagens a partir da *Catodoluminescência* (CL), que é o fenômeno da emissão de luz pela amostra quando impactada por elétrons de alta energia, onde observa-se defeitos na estrutura cristalina ou elementos-traço contidos na amostra (REED, 2005; HINRICHS, 2014).

Para o uso do MEV, foram utilizadas as mesmas lâminas petrográficas produzidas para a petrografia ótica. As lâminas devem ter um excelente polimento para que não ocorra erros na análise. Para isso, as amostras devem ser higienizadas e polidas com pasta diamantada e alumina nos discos de polimentos. Devido à necessidade de interação entre o feixe eletrônico com a amostra, as amostras que não são condutoras necessitam tornar-se condutoras e, para isso, é usado um recobrimento a partir da evaporação (carbono), o qual foi utilizado para o presente

trabalho, ou por deposição de íons metálicos (ouro). O equipamento usado para as análises é um *MEV JEOL JSM-6610LV* do Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do Instituto de Geociências da UFRGS.

Os dados obtidos através de EDS servirão para fazer uma breve caracterização da química mineral dos principais constituintes das rochas, não servindo como base para utilização para estudos refinados que necessitem de química mineral precisa, como os obtidos por Microsonda Eletrônica.

3.4. Fluorescência de Raios X (FRX)

A técnica de Fluorescência de Raios X (FRX) baseia-se na irradiação de uma amostra por raios X através de um tubo de raios X de alta intensidade. Os raios X incididos pelo tubo são chamados de Raios X primários e irão interagir com a amostra, criando vacâncias nas camadas eletrônicas internas dos elementos. A amostra, depois de incidida, emite raios X quando as vacâncias são preenchidas por elétrons de camadas superiores, chamado de raios X secundários. Considerando que cada elemento da amostra possui um espectro de raios X característico, a medida das energias emitidas permite determinar os elementos excitados. Além disso, a intensidade de cada radiação característica emitida é proporcional à quantidade do elemento na amostra, permitindo obter uma análise quantitativa de cada componente da amostra (ZAWISLAK, 1975; ROLLINSON, 1993; KLEIN; DUTROW, 2011; NESSE, 2011).

A análise de FRX é feita através dos elementos Maiores e Traço contidos na amostra, sendo possível identificar mais de 80 elementos em um amplo campo de sensibilidade, detectando concentrações de 100% até poucas partes por milhão (ppm). O método pode realizar análises precisas em um curto espaço de tempo, tendo como principal limitação a análise a partir do Na (número atômico igual a 11) (ROLLINSON, 1993).

Para a análise por FRX, a amostra deve ser britada e quarteada até alcançar a granulometria de 200 *mesh* e uma quantidade mínima de 10 g. Para a análise de elementos maiores, é preparada uma pastilha fundida com cerca de 4 g de amostra

homogênea, passando pelos processos de secagem da amostra e do fundente ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) e, posteriormente, a mistura dos dois em um cadinho de platina. É selecionado um programa de fusão na Fusora e, após o procedimento, a amostra está pronta para análise. Já para a análise de elementos-traço, é feita uma pastilha prensada com cerca de 6 g de amostra homogênea, passando pelos processos de secagem da amostra e mistura com ácido bórico (H_3BO_3). A amostra misturada com ácido bórico é prensada sobre uma base de ácido bórico e, após o procedimento, está pronta para análise. As amostras são analisadas no equipamento *Rigaku RIX 2000* do Laboratório de Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências da UFRGS.

3.5. Método Sm/Nd e Idade Modelo

O sistema Sm-Nd é utilizado para determinar idades de cristalização de rochas ígnea ou metamórfica. O princípio desse método é o mesmo usado para a datação pelo método Rb-Sr (DEPAOLO, 1988). Sm é um elemento químico do grupo dos terras-raras com sete isótopos naturais. Desses sete, três isótopos são radioativos: ^{147}Sm , ^{148}Sm e ^{149}Sm . Os isótopos ^{148}Sm e ^{149}Sm possuem meia-vida muito longa (em torno de 10^{16} anos), não sendo capazes de produzir variações mensuráveis de isótopos filho de ^{144}Nd e ^{145}Nd . Contudo, a meia-vida do ^{147}Sm , (106 Ga) é suficientemente curta para produzir pequenas, mas mensuráveis, variações de abundância de ^{143}Nd ao longo de períodos de milhões de anos, fornecendo as bases para o método (DICKIN, 2005).

É assumido que, em determinado momento T_x no passado, todos os minerais na rocha possuíam valores idênticos da relação $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$, mas diferentes para $\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144}$. À medida que se passa o tempo, os átomos de Sm^{147} decaem para átomos de Nd^{143} , logo, os valores de $\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144}$ diminuem e os de $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ aumentam (DEPAOLO, 1988). Considerando um dado sistema, pode-se escrever a seguinte equação baseada no decaimento do isótopo ^{147}Sm :

$$\text{Nd}^{143} = \text{Nd}_i^{143} + \text{Sm}^{147}(e^{\lambda t} - 1)$$

Onde, I significa a abundância inicial e t é a idade do sistema. Devido as variações que o ^{142}Nd (devido ao ^{146}Sm) possa causar no sistema, é conveniente dividir a equação por ^{144}Nd (DICKIN, 2005). Assim, obtém-se:

$$\frac{Nd^{143}}{Nd^{144}} = \left(\frac{Nd^{143}}{Nd^{144}} \right)_I + \frac{Nd^{147}}{Nd^{144}} (e^{\lambda t} - 1)$$

A granada possui um grande potencial como cronômetro de processos e condições tectono-metamórfico. Além disso, é um dos poucos minerais que possui um forte fracionamento do isótopo parental Sm sobre filho Nd, produzindo uma alta taxa de isótopos parental-filho para a geocronologia. Granada é datada com o método da isócrona, o qual explora o decaimento radioativo do isótopo parental (Sm^{147}) para o isótopo estável filho (Nd^{143}). A medida da granada emparelhada com outras medidas adicionais (rocha total) irá definir uma reta chamada isócrona em um gráfico D/R versus P/R, onde D é o isótopo filho, R é um isótopo estável ou não radiogênico de referência do elemento filho e P é o isótopo parental (BAXTER; SCHERER, 2013).

Além disso, pode-se aplicar o uso da idade modelo. A idade modelo é uma estimativa da idade da “formação crustal” tendo como base uma composição modelo para fontes do manto. Um de seus principais usos é para determinar, então, as idades de formação ou extração da crosta. Esse método é mais comumente aplicado para idades crustais de terrenos dentro de cinturões orogênicos Pré-Cambrianos ou para estimar idades de proveniência de rochas sedimentares clásticas (DICKIN, 2005; DICKIN, 2014). A idade modelo tem como notação o ϵNd , que é definido como:

$$\epsilon \text{Nd} = \left(\frac{(Nd^{143}/Nd^{144})_{amostra}(\tau)}{(Nd^{143}/Nd^{144})_{CHUR}(\tau)} - 1 \right) \times 10^4$$

onde t indica o tempo quando ϵNd é calculado (DICKIN, 2005).

As amostras para a utilização do método foram selecionadas na etapa de campo, considerando-se o contexto e posicionamento em relação a área de estudo como um todo. A primeira etapa para a obtenção do concentrado de granada foi realizada no Núcleo de Preparação de Amostras (LabPrep) do Instituto de Geociências (IGEO) – UFRGS, através do uso do britador, bateia e separador magnético isodinâmico Frantz. A segunda etapa foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do Instituto de Geociências (IGEO) – UFRGS, através do uso

da lupa e pinça, para limpar o concentrado de granada e selecionar os grãos livres de inclusões, obtendo-se um concentrado final com peso médio entre 90-60 mg. Além desse concentrado, foi utilizado de 100-50 mg de amostra a 200 *mesh*.

As amostras foram pesadas em balanças de precisão e, depois, adicionado um traçador (*spike*). Após isso, as amostras passaram por processos em colunas com resinas aniônicas e, ao final das etapas de passagem das soluções, é adquirido os produtos para a análise no espectrômetro de massa por ionização termal *Triton* (média de ± 100 razões isotópicas, 1,0 V de intensidade iônica para ^{146}Nd e multicoleção com 146 no coletor axial).

Os resultados obtidos a partir da leitura no *Triton* foram posteriormente reduzidos em uma planilha do laboratório, que determina a idade modelo segundo DePaolo (1981). As razões isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ reduzidas foram utilizadas com o *Isoplot* 4.15 (LUDWIG, 2008) para calcular as idades isocrônicas.

4. RESULTADOS

Nesse capítulo serão apresentados os resultados obtidos na ordem em que foram apresentados os seus métodos de obtenção dos dados no capítulo anterior. No mapa da figura 9, os dados estruturais em cinza indicam que foram retirados da bibliografia, as estrelas indicam os pontos onde foram aplicados o método Sm/Nd, os pontos vermelhos indicam as rochas que foram encaminhadas para a geoquímica de rocha total e os retângulos indicam os afloramentos com a respectiva numeração.

4.1. Geologia da Área

A área estudada é constituída por um embasamento representado pelos gnaisses tonalíticos do Complexo Encantadas que estão intercalados com as rochas metassedimentares do Complexo Porongos (Fig. 9). A relação de contato entre essas unidades é de corpos alongados concordantes segundo a direção NE-SW com as foliações metamórficas de baixo a médio ângulo paralelas entre si. Essas rochas estão recobertas ou em contato tectônico com a Bacia do Camaquã, a oeste e a leste, pela Falha Porongos e pela Zona de Cisalhamento Torrinhas, respectivamente, e a sul com a Bacia do Paraná (DREYER; GONZATTI; TEDESCO, 2016; CAMOZZATO; LOPES; PHILIPP, 2017).

Na região de estudo, as cristas de quartzito formam as porções mais elevadas e se destacam no relevo da área, sendo caracterizadas por corpos alongados de direção NE-SW, descontínuos e com comprimentos que variam entre 1 e 6 km. Os metapelitos são as litologias dominantes e são compostos por xistos a muscovita xisto, com ocorrência restrita de biotita e granada. Estão em geral alterados e constituem as áreas mais baixas e arrasadas do relevo da região. Na porção nordeste da área de estudo, ocorrem corpos de gnaisses calci-silicáticos, alongados segundo a direção NE-SW, com comprimentos em torno de até 3 km, intercalados com metapelitos alterados, e concordantes com as cristas de quartzitos. Os gnaisses tonalíticos do embasamento formam três corpos (dois na porção central e um na porção norte) com disposição alongada e descontínuos, com comprimento variando entre 3 e 5 km.

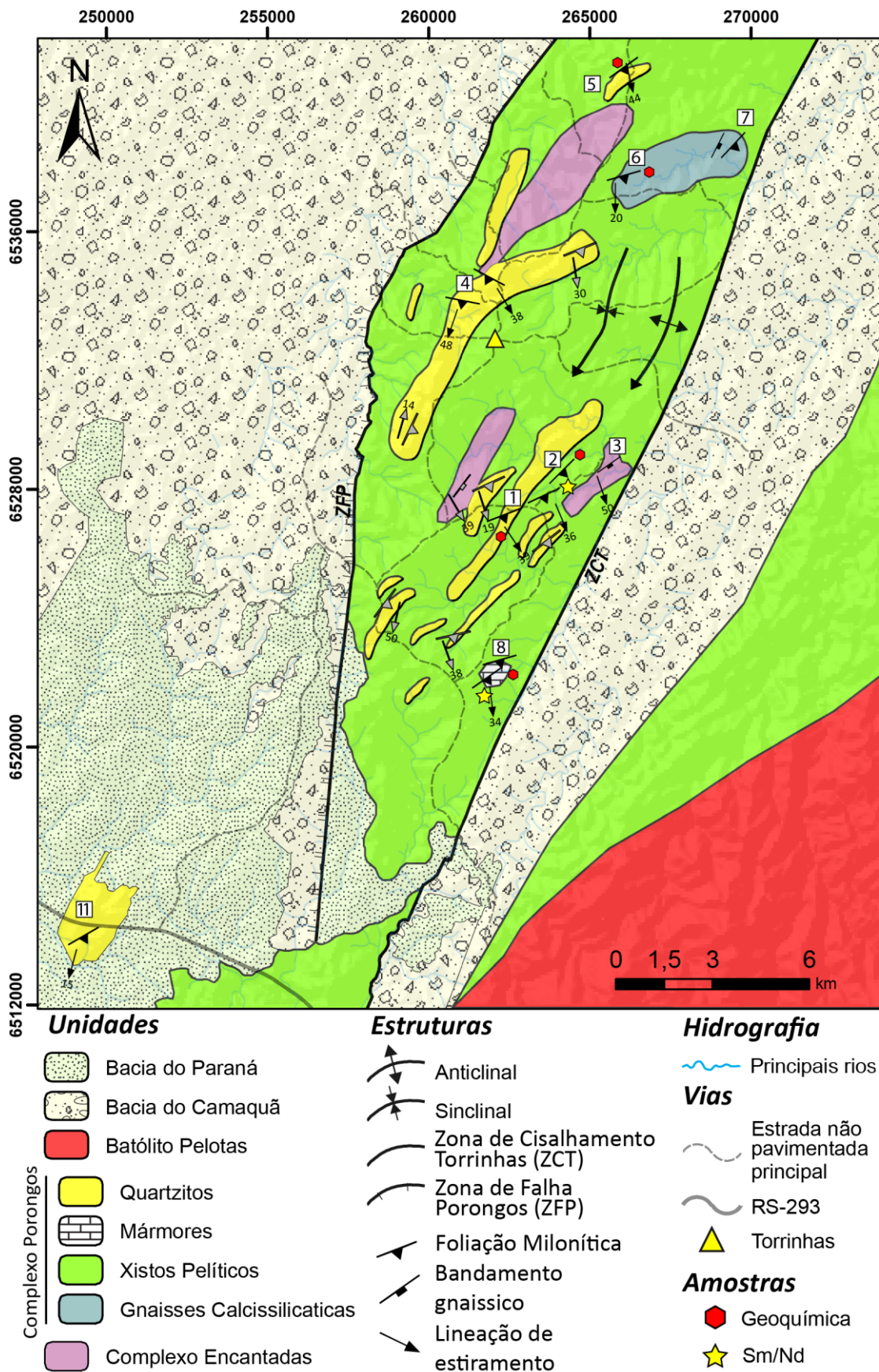


Figura 9. Mapa geológico da região com base nos dados obtidos em campo e nos trabalhos de Dreyer, Gonzatti e Tedesco (2016) (estruturas de cor cinza), Mello (1993) e Camozzato, Lopes e Philipp (2012). **Fonte:** Autor.

A atividade tectônica na área de estudo resultou em uma complexa estruturação caracterizada por uma foliação metamórfica S_1 , preservada em microlitons de espessuras centimétricas a métricas, como uma clivagem de crenulação cuja transposição gera a foliação S_2 , e forma as dobras do tipo isoclinais (F_2) com e sem raiz. Em zonas de alta taxa de deformação esta foliação S_2 assume caráter milonítico, com direção média em torno de $N60^\circ E$. As foliações S_1 e S_2 são afetadas por dobras abertas (F_3) do tipo normais, com eixo de direção NE-SW e baixo caimento para ambos os quadrantes. Estas dobras controlam a geometria regional e geram fraturas de superfície axial espaçadas ou mesmo uma foliação metamórfica localizada em metapelitos. O encurvamento dos eixos das dobras F_3 conforma as dobras suaves a abertas mais tardias denominadas de F_4 . Os eixos destas dobras apresentam orientação NW-SE, com caimento em geral, abaixo de 10° . A superfície axial das dobras F_4 estão marcadas por fraturas retilíneas com espaçamento centimétrico e regulares de direção NW-SE. Estas estruturas foram descritas anteriormente por Remus et al (1987) na região da Serra do Godinho, ao sul de Santana da Boa Vista, e por Camozzato et al. (2013) e Dreyer, Gonzatti e Tedesco (2016), para a região de Hulha Negra e Torrinhas, em Pinheiro Machado.

As unidades litoestratigráficas que compõem a área de estudo correspondem aos gnaisses tonalíticos do Complexo Encantadas, os metassedimentos (xistos pelíticos, quartzitos, gnaisses calci-silicáticos e mármore) e metagranitos do Complexo Porongos.

4.1.1. Complexo Encantadas

O Complexo Encantadas aflora na porção central (dois corpos) e norte (um corpo) da área de estudo (Fig. 9) e possuem formas alongadas e descontínuas com comprimentos que variam de 3 a 5 km segundo a direção NE-SW, concordantes com a foliação principal S_2 da área.

Os gnaisses tonalíticos que afloram no corpo a leste da Vila Torrinhas na porção central são caracterizados por uma cor cinza escuro, a cinza claro quando alterado. A principal estrutura observada é um bandamento caracterizado por bandas félsicas irregulares e descontínuas, milimétricas, compostas por quartzo e feldspato e por bandas mais máficas regulares e contínuas, com espessura milimétrica a centimétrica, compostas por quartzo, biotita (que marca a textura lepidoblástica fina nesses gnaisses) e granada, acompanhados de epidoto, clorita, titanita e minerais opacos anédricos (Fig. 10A). Há injeções trondhjemíticas que estão deformadas e constituem dobras isoclinais, envoltas pela foliação S_2 , que é a principal do afloramento. As bandas félsicas estão estiradas, sendo possível observar porfiroclastos de plagioclásio e quartzo, constituindo uma marcante lineação de estiramento (Fig. 10B).

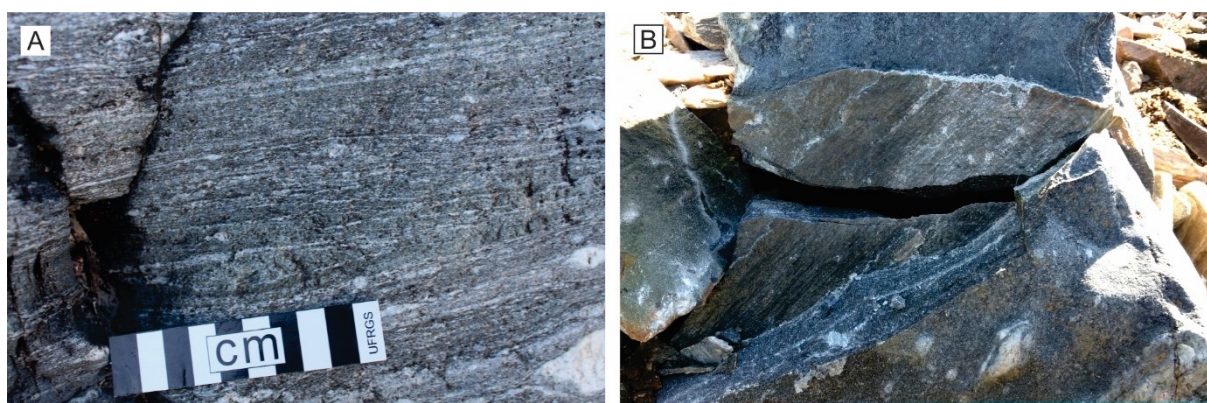


Figura 10. Afloramento PT-03 em A), mostra o bandamento milimétrico predominante nos gnaisses tonalíticos e, em B), a lineação de estiramento (L_x) marcada pelos grãos de quartzo e plagioclásio.

4.1.2. Complexo Porongos

As formas de relevo mais proeminentes da área estudada que compõem o CP são as cristas alongadas e descontínuas de quartzito com comprimentos que variam entre 1 e 6 km, na direção NE-SW, seguindo a foliação principal S_2 (Fig. 11D). Algumas cristas de quartzito (geralmente de menor espessura) estão intercaladas, em escala de afloramento, com metapelitos, constituindo pacotes de espessura média de 10 m até centimétricas concordante a foliação S_2 (Fig. 11A e B). Os quartzitos estão

intercalados com xistos pelíticos que formam, geralmente, as porções deprimidas do relevo e que se estendem por toda área de estudo. Além dos xistos pelíticos, há uma intercalação, a NE da área, com corpos de gnaisses calci-silicáticos, estirados e concordantes com a foliação S_2 , onde os corpos apresentam, em planta, comprimento em torno de 4 km, com 1,5 km de largura. Na porção SE da área, ocorre uma lente de mármore estirada, concordante com a foliação S_2 e com cerca de 1 km de comprimento.

Os quartzitos têm cor que varia entre amarelo claro a avermelhado (quando alterados) e possuem uma foliação milonítica (S_2) marcada por uma pronunciada lineação de estiramento, com níveis finos, concordantes a ela, ricos em muscovita. A principal textura é a granoblástica interlobada média a fina, marcada pelos agregados de quartzo e, subordinadamente, textura lepidoblástica fina, definida por níveis de muscovita. Os quartzitos possuem uma pronunciada lineação de estiramento (L_x) de alto *rake* marcada por porfiroclastos de quartzo milimétricos e pela muscovita *fish* (Fig. 11C). A mineralogia é composta por quartzo (98%) e muscovita (2%) e, como minerais acessórios, zircão, turmalina e minerais opacos. As camadas de quartzitos estão estiradas e dobradas pela fase de dobramentos F_3 , o que causa ampla variação nas atitudes da foliação, gerando uma guirlanda de pólos no estereograma que representa a foliação metamórfica principal dos quartzitos. Estas dobras estão intensamente fraturadas, devido a uma fase posterior rúptil que forma um sistema de fraturas persistentes, que marca a S_4 , com direção perpendicular e de alto ângulo em relação a foliação principal S_2 .

Além dos quartzitos localizados na área descrita acima, foi descrito um corpo de quartzito (PT-11) em uma janela da Bacia do Paraná no extremo sul da área de estudo, fora do limite entre a Falha Porongos e a Zona de Cisalhamento Torrinhas. Este quartzo-milonito possui cor cinza claro a cinza escuro e possuem uma estrutura milonítica definida pela orientação dos agregados de quartzo. Possuem textura granoblástica interlobada a poligonal média a fina e possuem uma pronunciada lineação de estiramento de baixo *rake* marcada pelos cristais de quartzo. O quartzo-milonito é composto por quartzo, não sendo observado níveis de muscovita, como visto nos demais quartzitos. Há um bandamento fino, de espessura milimétrica a centimétrica, muito irregular e contínuo, marcado por bandas mais escuras de quartzo (± 2 cm) e bandas milimétricas mais claras de quartzo (± 2 mm) que, em algumas

porções é afetado por dobras recumbentes (Fig. 11F) centimétricas com plano axial concordante com a foliação principal S_2 milonítica (Fig. 11E). Ao microscópio, esta rocha apresenta porções de quartzo homogêneo deformadas e com forte extinção ondulante, envoltas por subgrãos deformados e porções dominante de uma matriz com textura granoblástica interlobada fina a média.

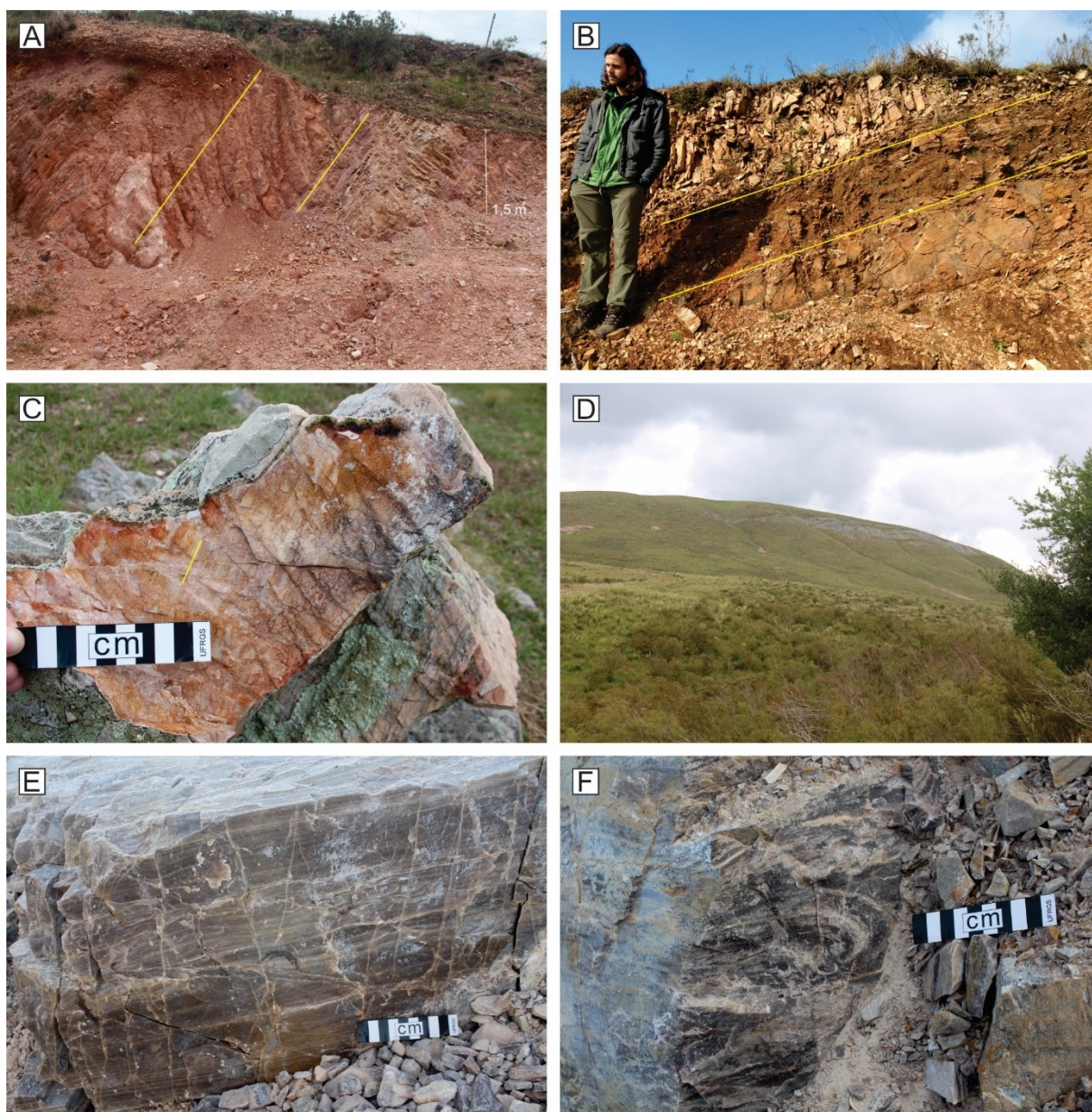


Figura 11. Exposições de quartzitos e quartzito-milonitos. A) Afloramento de quartzitos do ponto PT-05 onde é possível observar as intercalações com metapelitos concordantes com a estrutura xistosa e milonítica S_2 dos quartzitos; B) Ponto PT-01, mostrando a intercalação entre quartzitos e metapelitos concordantes com a xistosidade milonítica S_2 ; C) Detalhe da lineação de estiramento (linha amarela) marcada pelos quartzito deformado, D) Maior crista de quartzito da área, situada ao lado da Vila de Torrinhãs, ponto PT-04; E) Detalhe do veio de quartzito-milonito do ponto PT-11 mostrando o bandamento milonítico S_2 , F) Detalhe de dobras recumbentes com plano axial concordante com a foliação milonítica S_2 .

Exposições sãs de xistos pelíticos são encontradas próximas a leitos de rio em regiões de baixa topografia e em alguns cortes de estrada, contudo, os afloramentos são escassos e a maior parte encontram-se muito alterados.

Os xistos pelíticos têm cor cinza escuro a avermelhados (quando alterados) com uma xistosidade (S_2) bem definida por agregados de muscovita e biotita e alguns níveis com quartzo (Fig. 12D). A principal textura é a lepidoblástica média a grossa definida pela orientação da muscovita e biotita e, subordinadamente, textura porfiroblástica média definida por porfiroblastos de granada, com agregados lenticulares ricos em quartzo com textura granoblástica interlobada média. Ocorrem raros porfiroclastos de plagioclásio. Os xistos são compostos por muscovita (80%), quartzo (10%), biotita (4%), granada (3%), plagioclásio (2%), com turmalina (1%), zircão e minerais opacos como acessórios. Foi identificada uma foliação metamórfica S_1 que foi crenulada para formar a estrutura xistosa principal (S_2) observada nos xistos pelíticos. A foliação S_2 é afetada pela fase de dobramentos posterior (F_3) de escala regional. Concordantes a foliação principal S_2 , observam-se injeções tabulares de granodioritos equigranulares com foliação milonítica bem desenvolvida (Fig. 12A). Os corpos possuem espessura média de 10 cm, de cor cinza claro a avermelhado (quando alterados) e estrutura milonítica e xistosa marcada por porfiroclastos de feldspatos deformados, quartzo estirado e agregados de muscovita. A textura principal é a porfirítica marcada por cristais de plagioclásio e K-feldspato com tamanhos que variam de 1 a 2 mm, imersos em uma matriz equigranular fina composta por agregados de quartzo, plagioclásio e K-feldspato com textura granoblástica poligonal a interlobada média. Possui uma pronunciada lineação de estiramento (L_x) marcada por porfiroclastos estirados de quartzo, plagioclásio e K-feldspato (Fig. 12B). É composto por plagioclásio (50%), quartzo (30%), K-feldspato (10%) e muscovita (10%). Além disso, há diversos veios de quartzo de cor branca de espessura centimétrica (1 – 4 cm) concordantes com a foliação S_2 que estão dobrados e rompidos.

Os mármore (Fig. 12F) foram descritos na porção sudeste da área estudada em uma lente de comprimento em torno de 1 km concordante com a foliação principal S_2 , em uma antiga pedreira agora desativada. Os mármore têm cor branca a esverdeada, possuem uma foliação concordante a foliação S_2 e são compostos por

calcita, diopsídio e níveis de máficos e estão intercalados com lentes centimétricas (\pm 20 cm) concordantes de xistos pelíticos.

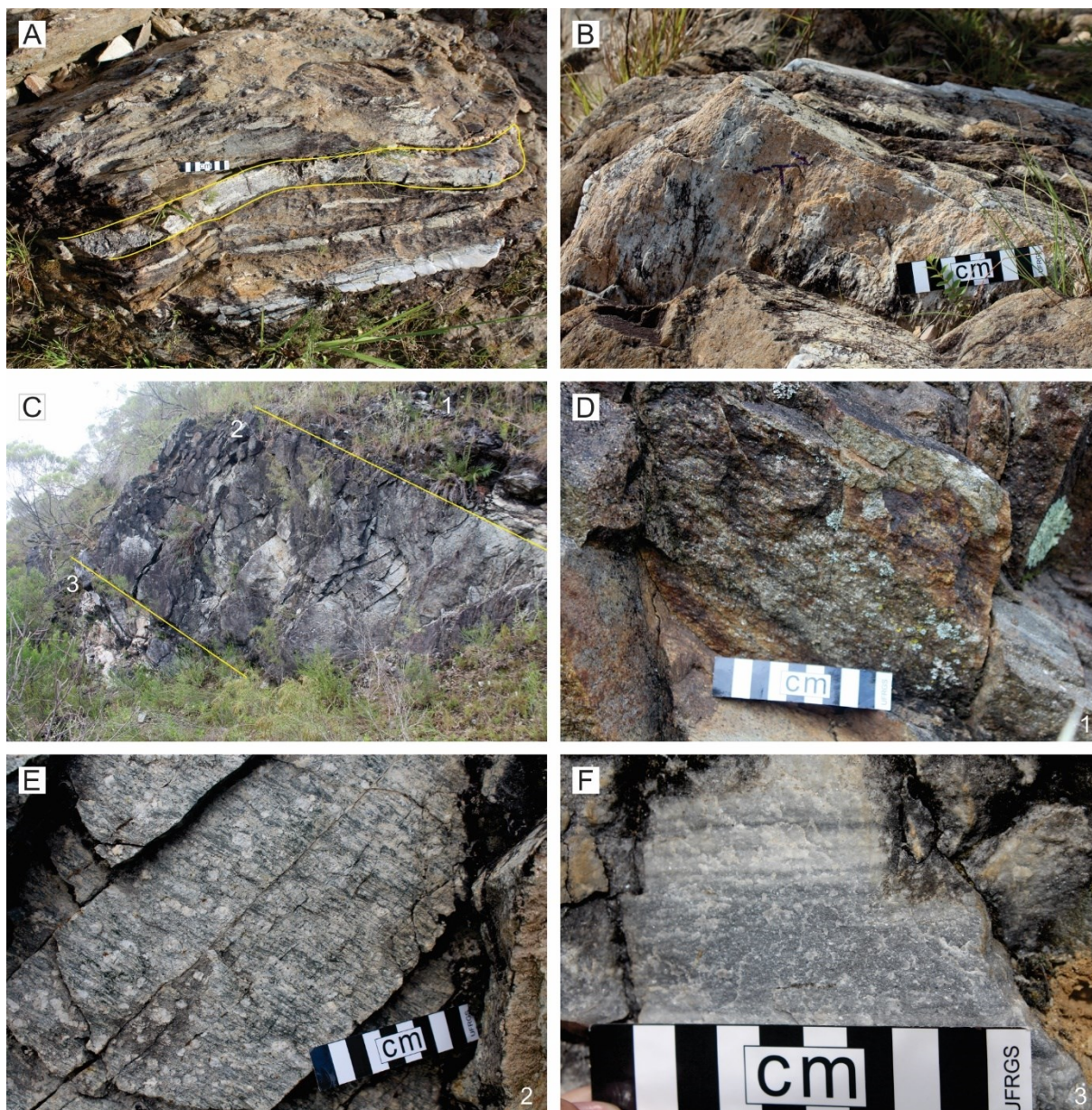


Figura 12. Estruturas dos mármore e metagranitos. A) Ponto PT-02 mostrando corpos tabulares de metagranodioritos (circuladas em amarelo) encaixados e concordantes com a foliação S_2 dos xistos; B) Detalhe do metagranodiorito mostrando a lineação de estiramento; C) Contato concordante entre os xistos pelíticos, metagranodiorito e mármore na pedreira do ponto PT-08, com detalhe para cada um deles, respectivamente, em D), E) e F).

Concordante com a foliação principal S_2 e em contato com os xistos (no topo) e com os mármore (na base) encontra-se um corpo tabular de leucogranito com espessura média de 3 m, de cor branca a amarelado (Fig. 12E). Possui estrutura milonítica concordante a foliação S_2 regional dos metassedimentos. A principal textura é a porfiroclástica grossa definida por porfiroclastos de plagioclásio e K-feldspato com

caudas de deformação imersos em uma matriz equigranular hipidiomórfica fina. A lineação de estiramento (L_x) é definida pelo estiramento de quartzo fitado, com os porfiroclastos de K-feldspato evidenciando uma cinemática de topo para N-NW. Observa-se no leucogranito fraturas ortogonais regulares de espaçamento em torno de 20 cm, de direção NW-SE, relacionadas a superfície S_4 observada nos quartzitos.

Os gnaisses calci-silicáticos são identificados em corpos alongados na porção NE da área estudada e constituem lentes concordantes com a foliação S_2 observada nos metassedimentos. Os gnaisses possuem poucos afloramentos com rocha sã e podem ser encontrados em pequenos lajeados e valas na beira da estrada. Mostram cor cinza escuro a amarelado (quando alterados) e bandamento gnáissico definido por níveis félsicos, regulares e contínuos compostos por quartzo e plagioclásio e níveis máficos regulares e descontínuos compostos por hornblenda, diopsídio e epidoto. A principal textura é a nematoblástica média a grossa definida pela orientação da hornblenda e de agregados de diopsídio e, subordinadamente, textura granoblástica interlobada a poligonal fina definida pelos cristais de quartzo e plagioclásio. Os gnaisses calci-silicáticos são compostos por hornblenda (28%), diopsídio (30%), quartzo (15%), plagioclásio (15%), K-feldspato (10%), titanita (1%) e epidoto (1 %).

4.2. Geologia Estrutural

As principais estruturas da região são caracterizadas por duas direções principais de lineamentos que podem ser observadas no mapa da Figura 9. Há duas grandes estruturas que limitam a região a leste e a oeste, sendo a primeira definida como Zona de Cisalhamento Torrinhas com direção NE-SW e, a segunda, a Falha Porongos, do tipo normal e com direção N-S (CAMOZZATO; LOPES; PHILIPP, 2017).

Os lineamentos de direção NE-SW são concordantes com a Zona de Cisalhamento Torrinhas, formando um *trend* NE-SW por toda sua extensão. Esses lineamentos marcam a direção da foliação principal (S_2) que caracteriza os metassedimentos da área estuda. Essa foliação S_2 é definida por uma trama milonítica que caracteriza as rochas da região e que está associada a uma pronunciada lineação L_x de estiramento de médio a alto *rake* com relação a foliação. Os lineamentos de

direção NW-SE estão associados a fase de deformação rúptil (S_4), caracterizando as fraturas regulares e espaçadas encontradas nas rochas estudadas e sendo uma das principais direção que encaixa os rios da região.

Os quartzitos possuem uma variação de mergulho na foliação S_2 e entre algumas cristas, refletindo a atuação da fase de dobramentos F_3 na região. Os pontos PT-01 (Fig. 13A) e PT-05 (Fig. 13B) assemelham-se quanto as atitudes da foliação milonítica (S_2), possuindo uma variação entre $N60-80E$ de direção média e mergulho entre 30° a 55° para SE, onde o ponto PT-05 possui mergulhos mais elevados. Os quartzitos do ponto PT-04 mostram atitudes variando entre $S55^\circ E$ à E-W, com mergulhos entre 40 a 60° para SW e SE (Fig. 13C).

A lineação de estiramento (L_x) associada a foliação milonítica S_2 também varia entre os metassedimentos, seguindo o mesmo padrão observado para a foliação. A atitude da lineação no ponto PT-01 varia entre S à $S16^\circ E$, com caimento entre 36° a 44° . No ponto PT-05, com sentido variando entre $S04^\circ E$ à $S16^\circ W$ e caimento entre 36° e 50° . A maior variação acontece no ponto PT-04, onde observa-se a L_x com valores entre $S10-39^\circ W$ e caimento entre 35° e 58° .

Os gnaisses calci-silicáticos possuem uma variação de direção média entre $N18^\circ E$ e $N43^\circ E$ com altos valores de mergulho, comparado aos demais pontos, variando entre 62 a 76° para SE (Fig. 14B).

Os quartzo-milonitos do ponto PT-11 apresentam a mesma orientação da foliação dos quartzitos dos pontos PT-01 e PT-05. Nestas rochas, a variação da atitude é menor, com a direção média entre $N56-65^\circ E$ e mergulho entre 36° e 46° para SE. A atitude da lineação varia em sentido de $S35-56^\circ W$ com caimento entre 8° a 16° . Apesar de possuírem a mesma atitude da foliação dos quartzitos da região, a lineação difere por ser de baixo *rake*, não apresentando uma componente oblíqua, mas sim com uma cinemática transcorrente (Fig. 14A).

Através da observação dos estereogramas da figura 13, é possível identificar as variações da atitude da foliação entre os pontos. Além disso, é possível observar a lineação oblíqua de baixo a médio caimento nos pontos PT-01 e PT-05 e de alto *rake* no ponto PT-04.

Os xistos pelíticos dos pontos PT-02 e PT-08 possuem uma variação de direção média entre N40°E e N55°E com valores de mergulho que variam entre 32 a 60° para SE. Os granitóides do ponto PT-08 possuem variação semelhante a dos xistos pelíticos, com direção entre N67°E e S15°W com valores de mergulho que variam entre 36° a 40° (Fig. 14A).

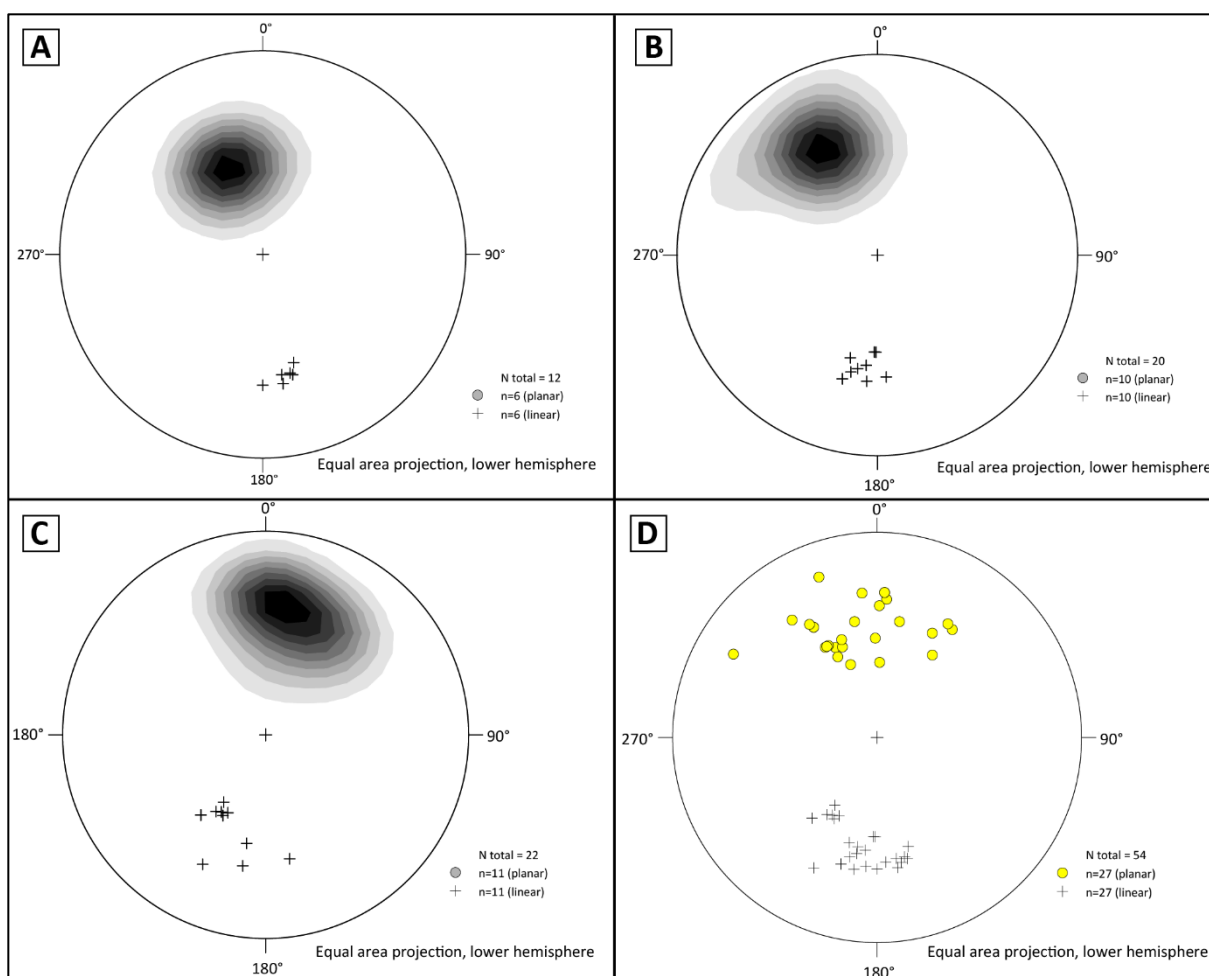


Figura 13. Estereogramas dos quartzitos dos pontos PT-01, PT-04 e PT-05. A), B) e C) representam os estereogramas de pólos da foliação milonítica (por densidade) e da lineação de estiramento (cruz) das rochas dos pontos PT-01, PT-05 e PT-04, respectivamente; D) Representação dos dados de foliação e lineação de todos quartzitos.

O estereograma composto dos quartzitos indica grande variação para a atitude média da foliação dos quartzitos, podendo representar os dobramentos posteriores que afetam a área, ou apenas dobramentos que afetaram o ponto 05 devido à sua distinção entre os grupos (Fig. 15A).

Os gnaisses tonalíticos do ponto PT-03 mostram o mesmo padrão de atitudes da S_2 e da lineação de estiramento (Fig. 15B). A direção média do bandamento varia entre N47°E e N68°E com mergulho variando entre 45° a 62° para SE. A lineação de

estiramento varia entre S03°W e S23°W com caimento entre 36° a 41°. Essas rochas também apresentam uma forte componente oblíqua entre lineação e foliação.

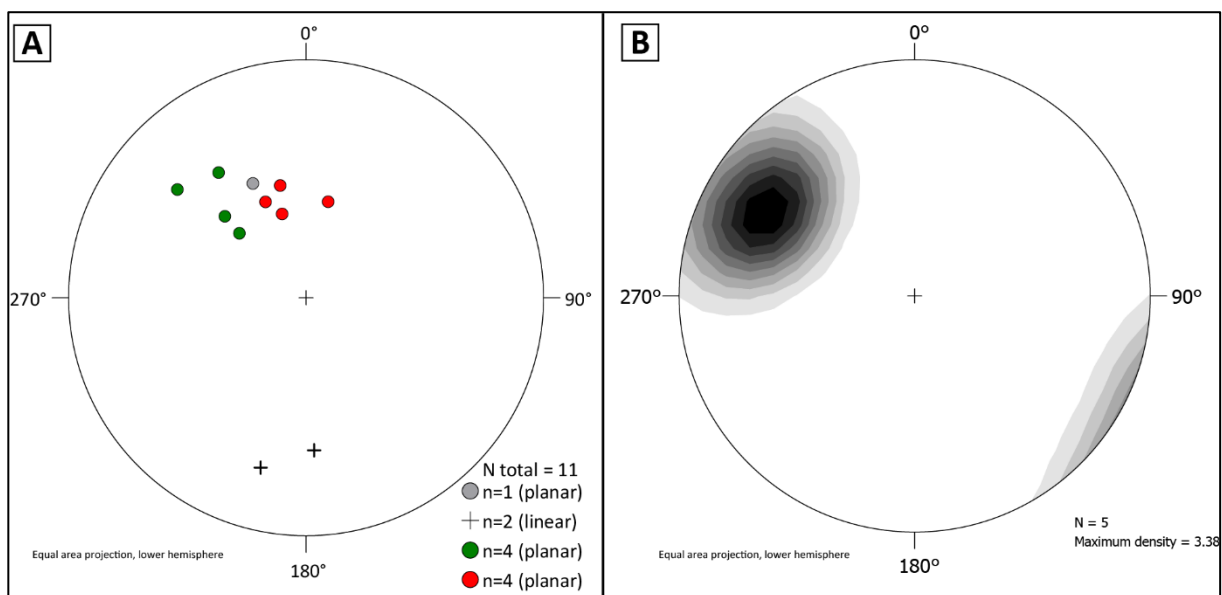


Figura 14. A) Estereograma dos polos (círculos) e lineações de estiramento dos xistos pelíticos (verde), metagranitos (vermelho) e injeções graníticas (cinza) dos pontos PT-02 e PT-08; B) Estereograma dos pólos (densidade) dos Gnaisses calcic-silicáticos dos pontos PT-06 e PT-07.

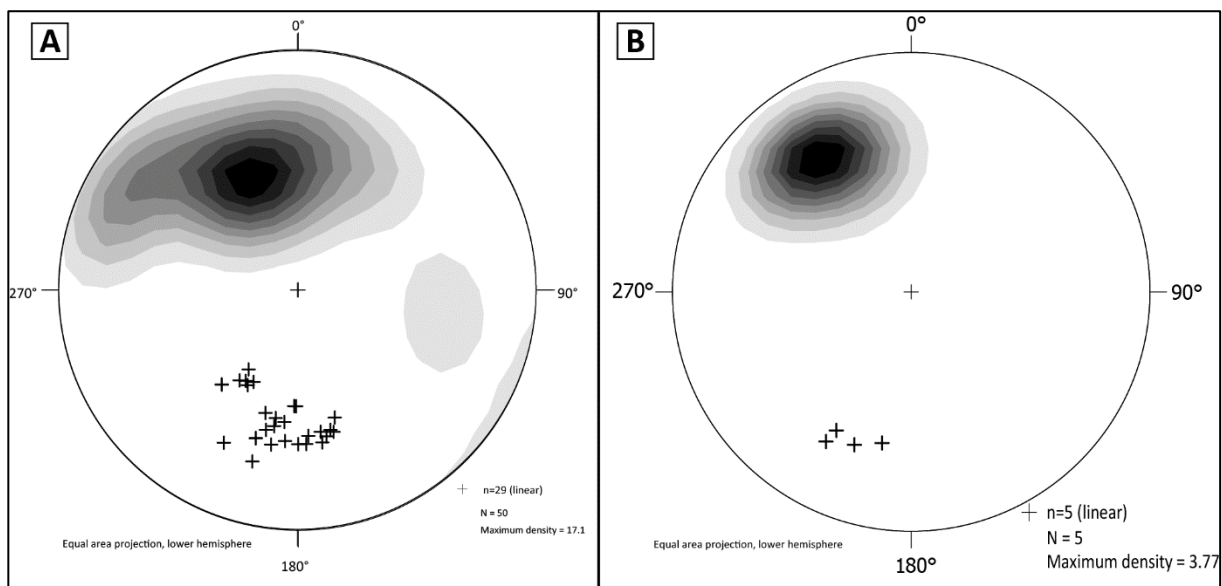


Figura 15. A) Estereograma de pólos da foliação (densidade) e lineações composto pelos quartzitos, xistos pelíticos e metagranitos do Complexo Porongos; B) Estereograma de pólos da foliação (densidade) e lineação do Complexo Encantadas.

4.3. Análise Microestrutural

Foram selecionadas sete amostras do Complexo Porongos para as análises microestruturais, incluindo três quartzitos (PT-01A, PT-04A e PT-05A), dois xistos pelíticos (PT-02B e PT-08B), uma injeção de granodiorito (PT-02A) e um gnaiss calcisilicático (PT-06A).

4.3.1. Quartzitos

Os quartzitos são caracterizados por uma trama milonítica marcada por uma foliação (S_2) definida pela orientação de muscovita, com uma pronunciada lineação de estiramento (L_x) marcada pelo estiramento do quartzo e da muscovita. A principal microestrutura observada nessas rochas é a foliação oblíqua marcada pelos cristais de quartzo (Fig. 16).

Os porfiroclastos presentes nessas rochas são compostos por grãos de quartzo estirados (formando sigmoides) com tamanhos que variam de ponto para ponto. Nas amostras PT-01A e PT-05B, os porfiroclastos de quartzo possuem tamanhos que variam entre 0,3 a 0,6 mm, enquanto na amostra PT-04B os porfiroclastos são menores, entre 0,3 a 0,4 mm. Subordinadamente, as amostras mostram uma textura lepidoblástica média com porfiroclastos de muscovita do tipo *fish* com tamanhos de 0,3 a 0,7 mm na amostra PT01A, 0,3 a 0,1 mm na PT-05B (0,3 a 1,0 mm) e 0,1 a 0,2 mm na amostra PT-04B (Fig. 17A e 17B).

A foliação milonítica está cortada, na amostra PT-04b, por uma clivagem de crenulação (S_3) espaçada e em alto ângulo (Fig. 17D). Os novos planos de foliação geram o encurvamento da foliação e formam uma matriz fina recristalizada com textura do tipo *Bulging* (BGL), composta por novos cristais de quartzo em um arranjo granoblástico interlobado fino ($< 0,1$ mm).

Como minerais acessórios, ocorrem cristais de zircão, turmalina e minerais opacos. O zircão ocorre de maneira geral como cristais arredondados a subarredondado com uma variação de tamanho entre 0,1 a 0,3 mm. A turmalina ocorre como cristais prismáticos, com uma variação de cor entre verde (claro e escuro) e

marrom (claro), geralmente fraturados devido ao intenso processo de deformação, e tamanhos variando entre 0,2 a 0,4 mm (Fig. 17C).

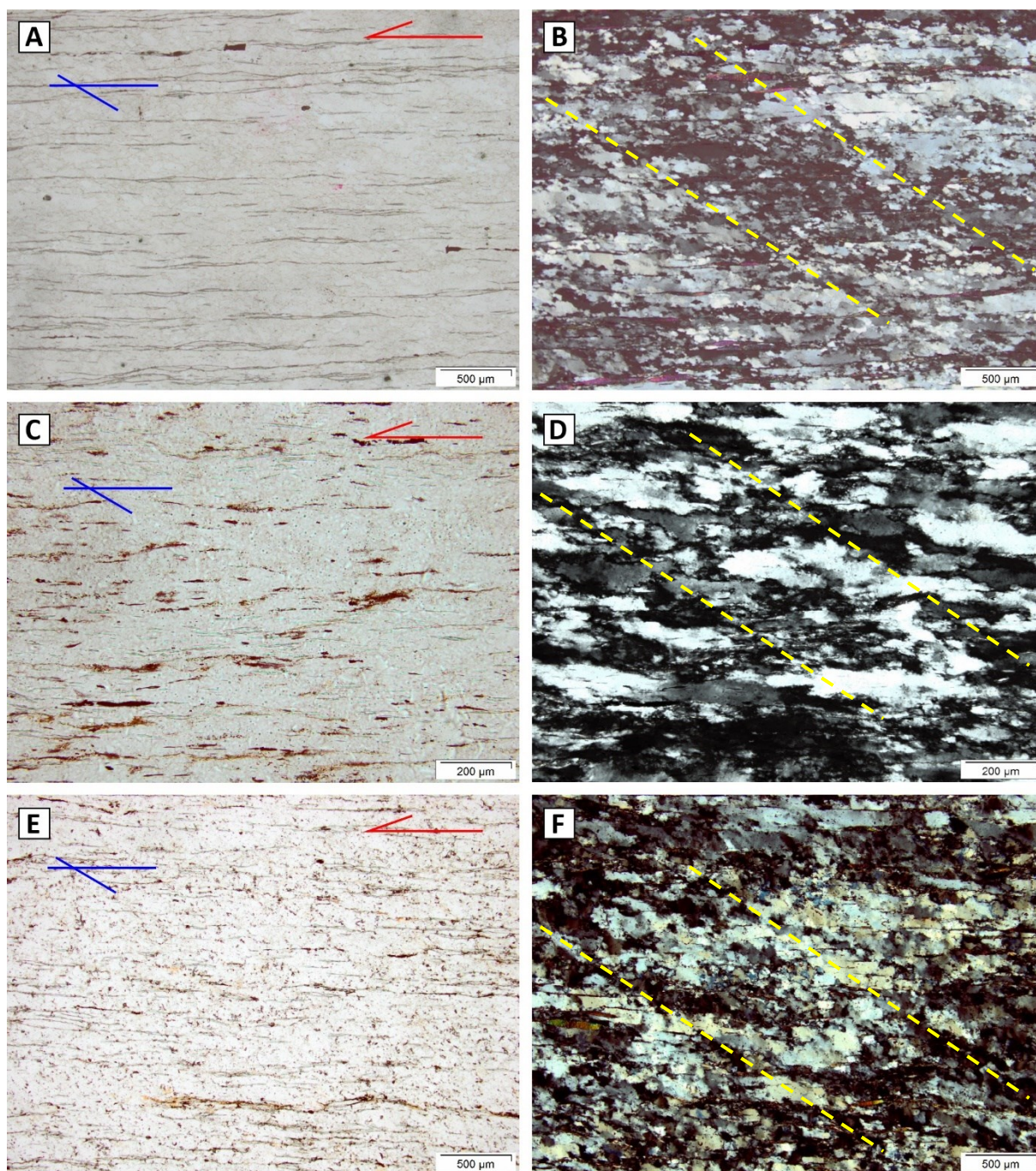


Figura 16. Fotomicrografias dos quartzitos milonitizados mostrando a foliação oblíqua indicada pelas setas azuis (luz natural) e pelas linhas amarelas pontilhadas (luz polarizada). A esquerda, em luz natural, e a direita, luz polarizada. A cinemática é de topo para NW. A) e B) PT-01A, C) e D) PT-04B e E) e F) PT-05B.

O quartzo ocorre, de forma geral nas amostras, como porfiroclastos muito a moderadamente deformados, formando sigmoides com intensa extinção ondulante e, também, formando subgrãos assimétricos com uma orientação preferencial da forma

dos grãos desenvolvendo uma foliação oblíqua (Fig. 17B). Os novos grãos de quartzo metamórficos são formados por processos de rotação de subgrão (SBR), formando localmente filmes finos de textura granoblástica interlobada a poligonal fina (0,1 mm). Contudo, na amostra PT-04B, o processo de deformação mostra-se mais intenso, com uma menor quantidade de porfiroclastos de quartzo (e menores, como descrito anteriormente) e com o processo de recristalização por processo de rotação de subgrão (SBR) sendo mais intenso.

A muscovita ocorre, nas amostras PT-01A e PT-05B, como porfiroclastos assimétricos do tipo *fish* com tamanhos entre 0,3 a 1,0 mm (Fig. 17A). Também ocorre, nas três amostras, como cristais metamórficos muito finos na matriz milonítica (0,1 mm) (Fig. 17B).

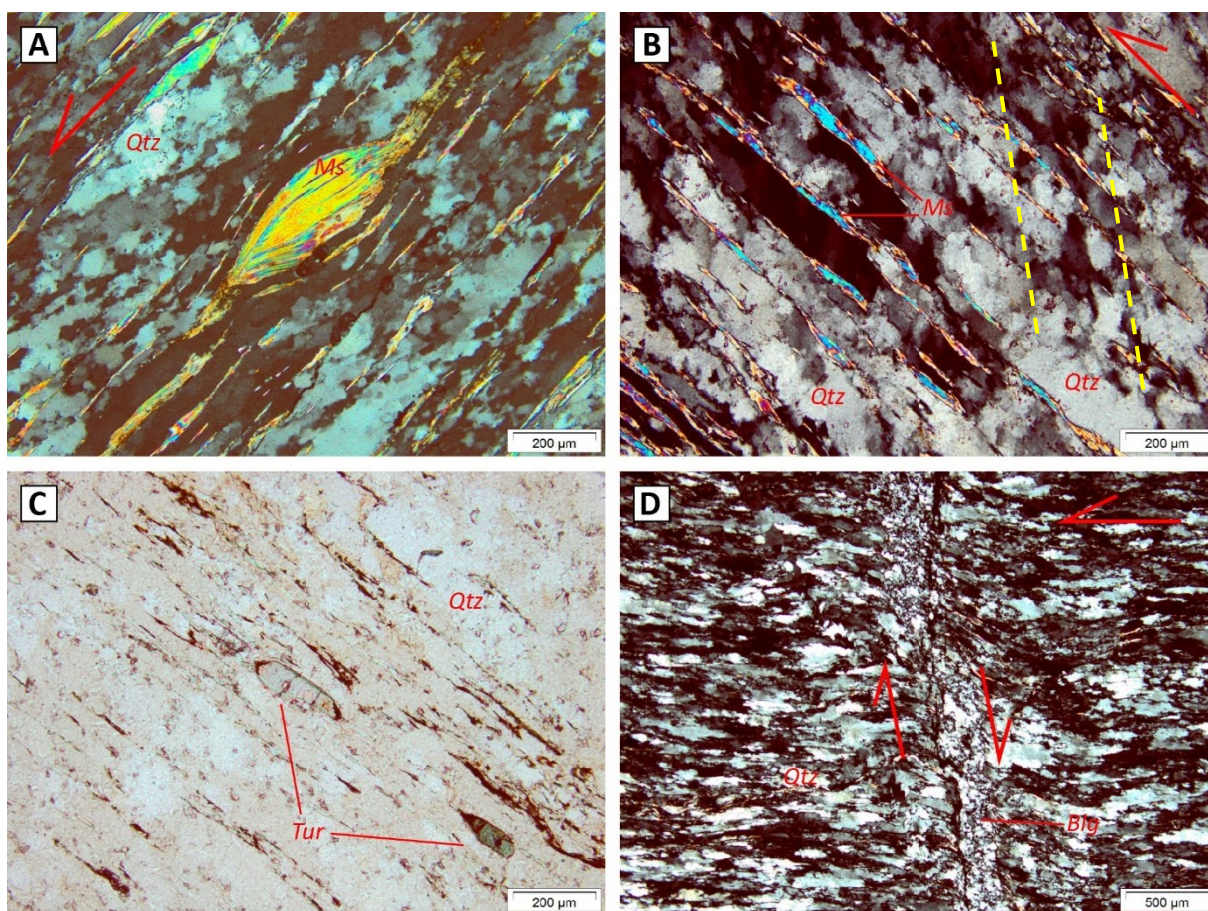


Figura 17. Fotomicrografia dos quartzitos dos pontos PT-01 (A e B) e PT-04 (C e D). A) Porfiroclastos de muscovita (Ms) *fish* com cinemática lateral-esquerda (no campo, topo para NW) acompanhando a foliação oblíqua (linha amarela tracejada); B) Detalhe da muscovita marcando a foliação e o quartzo (Qtz) indicando foliação oblíqua (linhas amarelas); C) Cristais de turmalina (Tur) e D) mostra a foliação S_3 , de cinemática dextral, cortando a foliação principal S_2 .

Os quartzitos milonitizados são caracterizados por uma cinemática lateral-esquerda, associada a trama milonítica S_2 , que no campo se traduz em uma movimentação de topo para N-NW evidenciado pelo desenvolvimento da foliação oblíqua, nos porfiroclastos de quartzo e pela muscovita do tipo *fish* assimétrica.

4.3.2. Xistos Pelíticos

Os xistos pelíticos apresentam uma xistosidade (S_1) marcada pela orientação dos porfiroclastos de muscovita e biotita, e por uma foliação milonítica (S_2) marcada por bandas de cisalhamento do tipo S/C, caracterizada por uma matriz fina composta por agregados finos de muscovita e biotita orientados que constituem a matriz milonítica (Fig. 18).

A xistosidade marcada pela foliação S_1 está inserida dentro das bandas de cisalhamento do tipo S/C. A principal textura é lepidoblástica média a grossa caracterizada pela orientação dos porfiroclastos de muscovita (e biotita para as amostras PT-02B) que variam de tamanho de acordo com as amostras PT-02B (1,0 a 2,0 mm) e PT-08B (0,8 a 1,5 mm).

Subordinadamente, possui uma textura porfiroblástica que varia de média (0,3 a 0,5 mm) para as amostras PT-02B a média/grossa (0,6 a 2,0 mm) para as amostras PT-08B definida por porfiroblastos de granada subidioblástica a idioblástica, respectivamente.

Como mineralogia acessória é possível identificar grãos de apatita (0,1 mm) nos dois conjuntos de amostras e turmalina, apenas nas amostras PT-02B, do tipo schorlita (Fe) que ocorre como cristais prismáticos idioblásticos de cor verde e tamanhos que variam entre 0,2 a 0,6 mm.

A foliação milonítica S_2 é caracterizada por bandas de cisalhamento do tipo par S/C de espessura média de 2 a 3 mm onde há um afinamento dos grãos na região referente a porção C. Nessas bandas, há resquícios da foliação S_1 representada pela formação de porfiroclastos de muscovita, granada, plagioclásio e, subordinadamente, turmalina e apatita.

Subordinadamente, é possível identificar uma textura granoblástica interlobada a poligonal média (0,1 a 0,4 mm) definida por agregados lenticulares (*ribbons*) e dobrados ricos em quartzo com quantidades menores de plagioclásio, formados por processos de rotação de subgrão (SBG).

Na amostra PT-02B, as bandas de cisalhamento são menos desenvolvidas comparadas as amostras PT-08B, a qual há uma porcentagem muito maior de matriz em relação aos porfiroclastos de granada e muscovita.

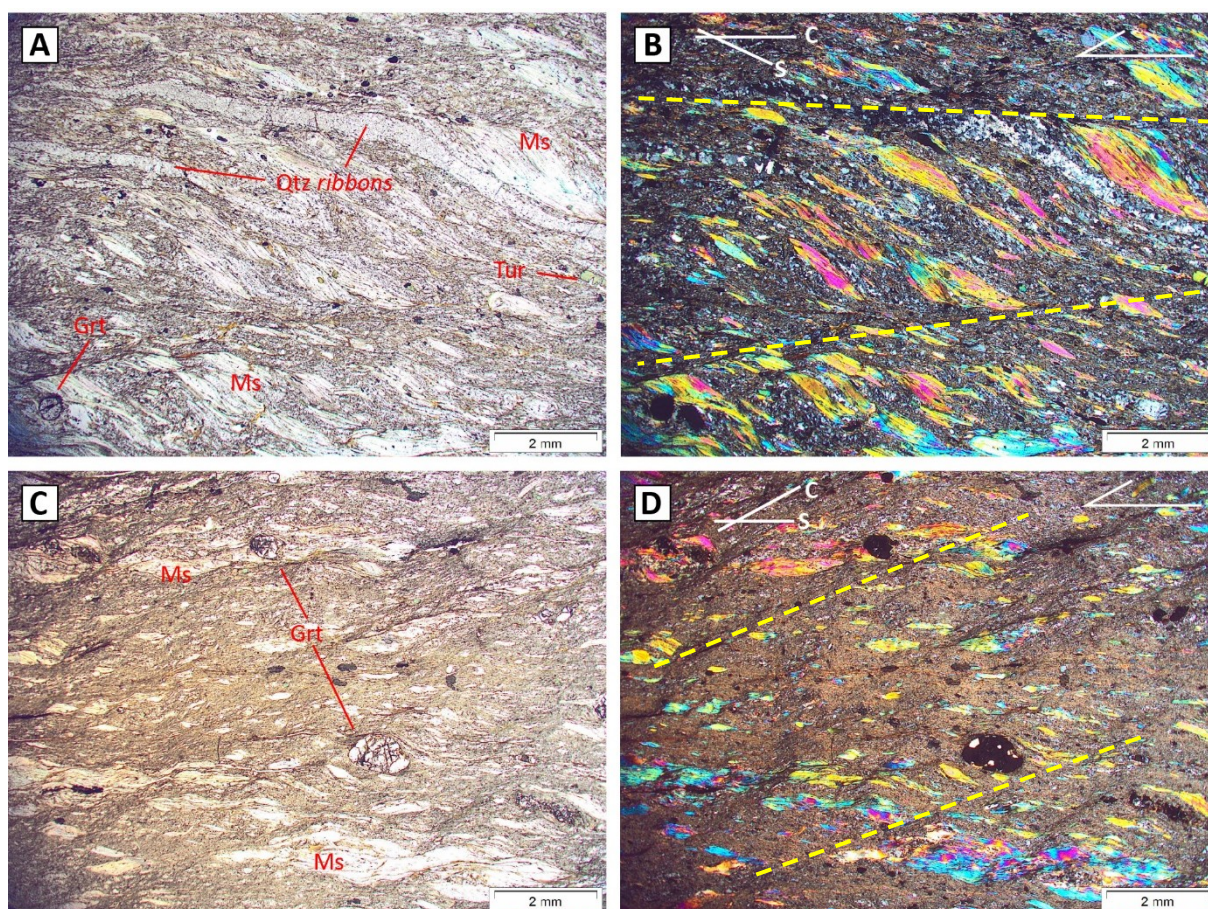


Figura 18. Fotomicrografia dos xistos pelíticos dos pontos PT-02B (A e B) e PT-08B (C e D), mostrando as bandas de cisalhamento do tipo par S/C (linhas amarelas), porfiroclastos de muscovita (Ms) e granada (Grt), com matriz fina composta por agregados de biotita, quartzo (Qtz) e plagioclásio. Fotomicrografias em luz natural à esquerda e luz polarizada a direita.

A muscovita é o principal constituinte dessas amostras e ocorre como porfiroclastos do tipo *fish* com cinemática lateral-esquerda. Nas amostras PT-02b esses porfiroclastos constituem cerca de 50% a 40% da rocha, enquanto, nas amostras PT-08b, constituem cerca de 15% a 10% da rocha. Ambos porfiroclastos estão envoltos em uma matriz de origem milonítica composta por agregados de muscovita e biotita muito fina, com tamanhos variando entre 0,1 a 0,2 mm.

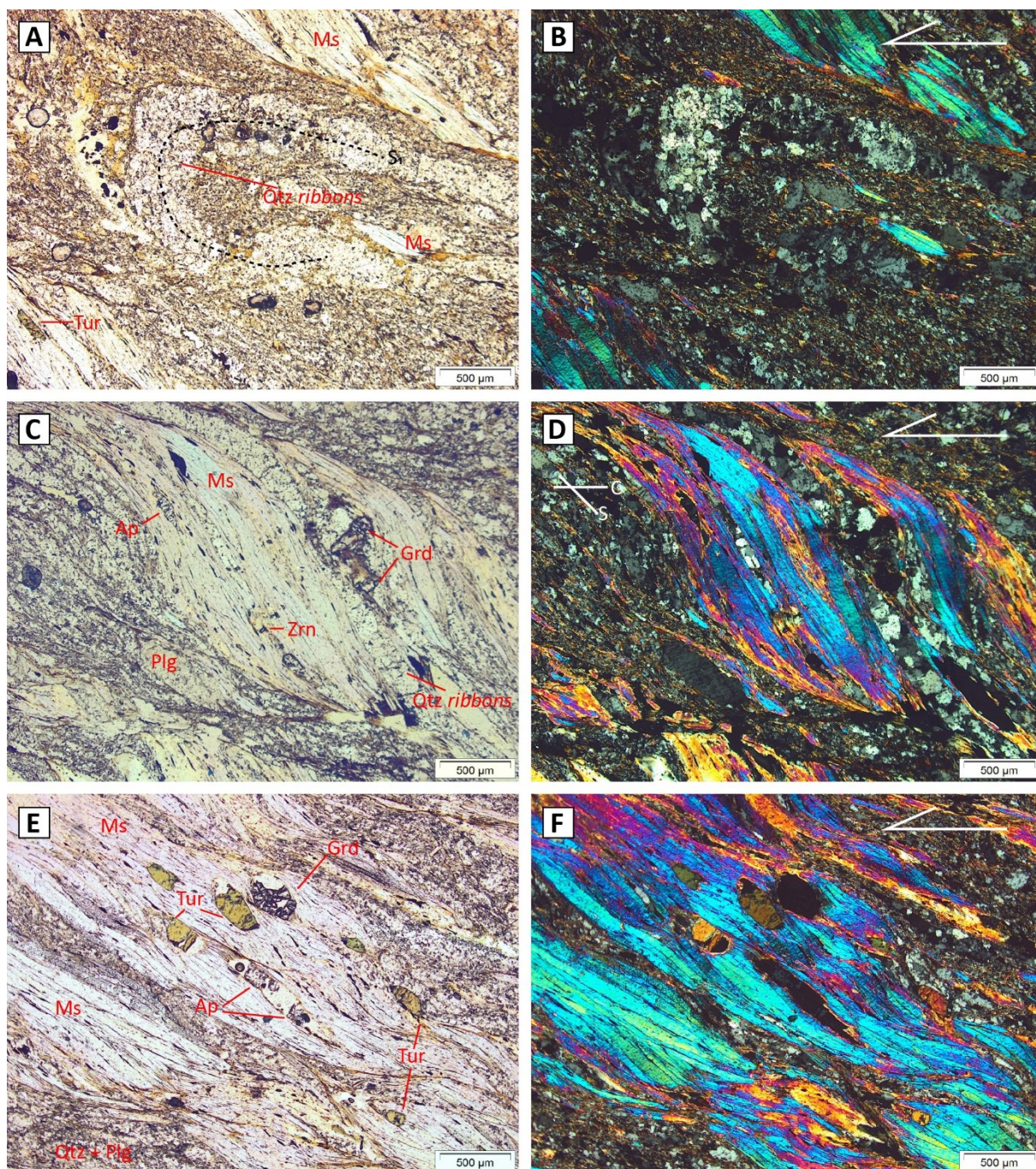


Figura 19. A) e B) Fotomicrografia dos xistos pelíticos do ponto PT-02 mostrando uma *ribbon* de quartzo (antiga S_1) dobrada marcando as dobras F_2 ; C) e D) Detalhe do par S/C mostrando um porfiroclastos de muscovita (Ms) com granada (Grt); E) e F) Grãos de turmalina (Tur), granada, apatita (Ap) (quebrada) e matriz composta por quartzo (Qtz) e plagioclásio (Plg). Fotomicrografias em luz natural a esquerda e luz polarida a direita.

A granada ocorre como cristais de forma globular subidioblástica com tamanhos variando entre 0,3 a 0,5 mm, nas amostras PT-02B, apresentando poucas inclusões de quartzo e biotita, com fraturas e parcial a totalmente rompidas devido a deformação (Fig. 20A). Já a granada das amostras PT-08B ocorre de forma globular idioblástica com tamanhos variando de 0,7 a 2,0 mm, apresentando inclusões de

biotita castanha e quartzo (principalmente), também com fraturas, mas sem rompimento, e como sigmoides devido a deformação (Fig. 20 C e D).

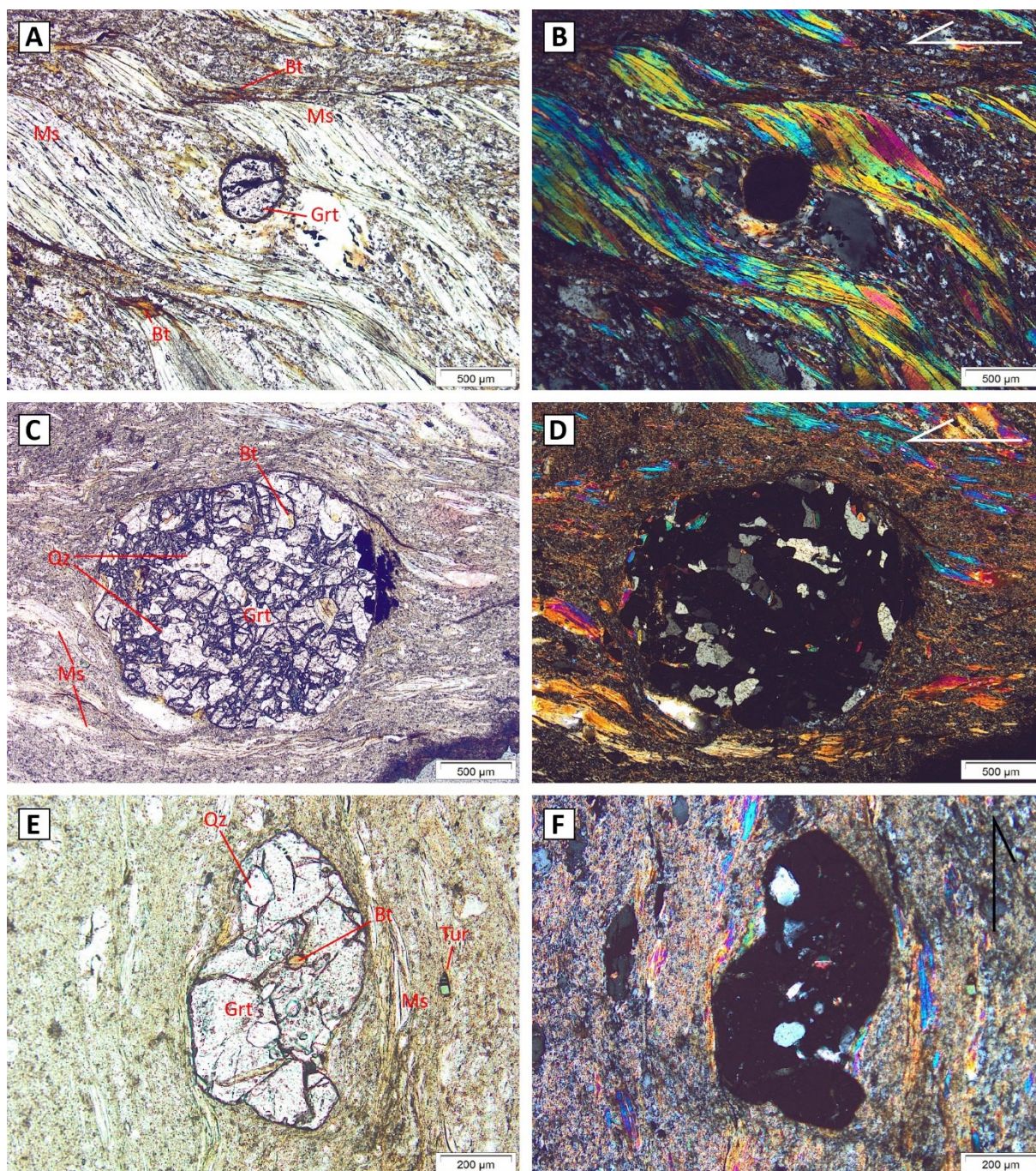


Figura 20. A) e B) Fotomicrografia de granada (Grt) do xisto pelítico do ponto PT-02B entre os porfiroclastos de muscovita (Ms) e sem inclusões; C) e D) Fotomicrografia de porfiroclastos de granada da amostra PT-08B com diversas inclusões de quartzo (Qtz) e poucas de biotita (Bt) envolta por uma matriz predominantemente de biotita; E) e F) Porfiroblasto de granada do xisto pelítico do ponto PT-08B com poucas inclusões de quartzo e biotita, envolta em uma matriz de biotita e muscovita, deformada devido a milonitização. Fotomicrografias em luz natural a esquerda e luz polarizada a direita.

A biotita ocorre como agregados na matriz milonítica associada aos porfiroclastos de muscovita, substituindo-as nas bordas, e preenchendo o espaço gerado pelo seu fraturamento e rompimento dos cristais de granada. Possuem

coloração castanha e tamanho variando de 0,1 a 2,0 mm. Também ocorre como inclusão nos porfiroclastos de granada.

O quartzo ocorre como veios (*ribbons*) dobrados com textura granoblástica interlobada formado por processos de rotação de subgrão e, também, na matriz milonítica (Fig. 19A). O plagioclásio ocorre como grãos na matriz milonítica mostrando uma textura granoblástica interlobada como descrito para o quartzo e como porfiroclastos da S_1 de tamanhos que variam de 0,1 a 0,3 mm na amostra PT-08b, com menores quantidades e tamanhos para a amostra PT-02b (Fig. 19E).

Os xistos são caracterizados por uma cinemática lateral-esquerda, que no campo se reflete em uma movimentação de topo para NW, definida a partir dos porfiroclastos de muscovita do tipo *fish* e pelas bandas de cisalhamento do tipo S/C, todas relacionadas a trama milonítica S_2 (Fig. 19C). A classificação para a amostra PT-02B e PT-08B fica como gt-tur-plg-bt-ms xisto milonítico e gt-ms xisto milonítico, respectivamente.

4.3.3. Injeções Granodioríticas

A injeção granodiorítica possui uma trama milonítica com foliação (S_2) definida pela orientação e estiramento de porfiroclastos de muscovita tipo *fish*, quartzo fitado (*ribbon*), e com porfiroclastos de plagioclásio e K-feldspato com caudas de deformação pouco desenvolvidas. Os porfiroclastos constituem entre 30% a 35% da rocha, com uma variação de tamanho entre 1,5 a 2,5 mm, e estão envoltos por uma matriz fina disposta em faixas descontínuas compostas por agregados finos de quartzo, plagioclásio e K-feldspato.

A principal estrutura observada na rocha é a milonítica definida pelo estiramento dos minerais e pela formação de bandas de cisalhamento do tipo S/C (Fig. 21A). A matriz recristalizada e em recuperação é composta por agregados de novos cristais equidimensionais de quartzo, K-feldspato e plagioclásio em uma textura granoblástica poligonal a interlobada média (0,2 a 0,3 mm), envoltos por subgrãos deformados com tamanhos entre 0,3 a 0,8 mm (Fig. 21C).

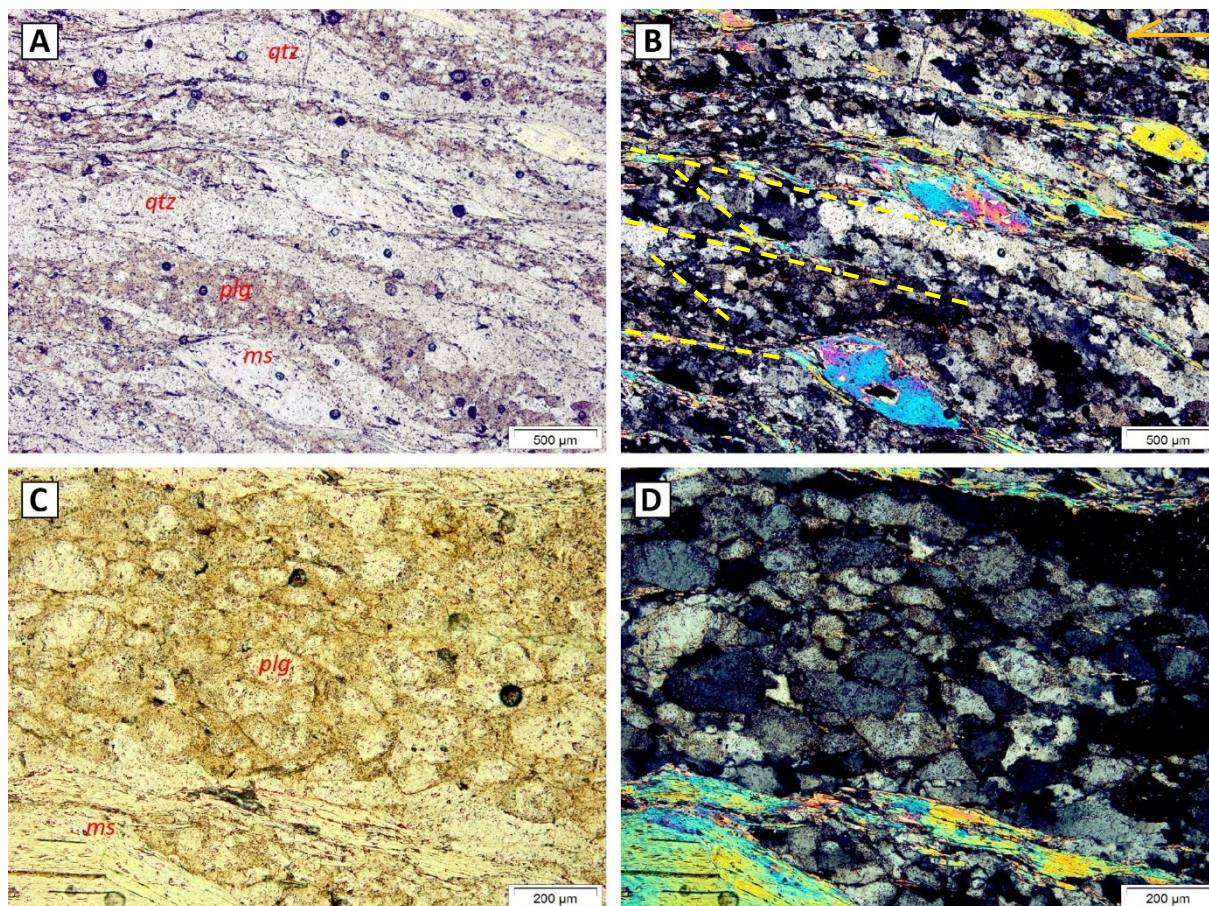


Figura 21. Fotomicrografia do granodioritos milonítico do ponto PT-02B. A) e B) observa-se as bandas de cisalhamento do tipo S/C (linhas amarelas), junto a *ribbons* de quartzo (Qtz) e porfiroclastos de muscovita (Ms) *fish*; C) e D) observa-se a textura granoblástica poligonal do plagioclásio na matriz recristalizada. Fotomicrografias em luz natural a esquerda e, a direita, luz polarizada.

O plagioclásio é o principal mineral da rocha e ocorre como cristais ígneos deformados com formas de prismas pouco alongados, subédricos, variando de 1,5 a 2,5 mm, com macla polissintética, deformados, com encurvamento de maclas, extinção ondulante e formação irregular de subgrãos (Fig. 22C). Também ocorre na matriz milonítica recristalizado, com formas poligonais e tamanhos entre 0,2 a 0,3 mm.

O K-feldspato ocorre como cristais com formas de prismas pouco alongados, subédricos a anédricos, variando de 1,0 a 2,0 mm, com macla xadrez, deformados, com encurvamento de maclas, extinção ondulante e formação comum de subgrãos. Também ocorre na matriz milonítica recristalizado, com formas poligonais e tamanhos entre 0,2 a 0,3 mm. Observa-se pequenas caudas de deformação assimétricas com cinemática lateral-esquerda.

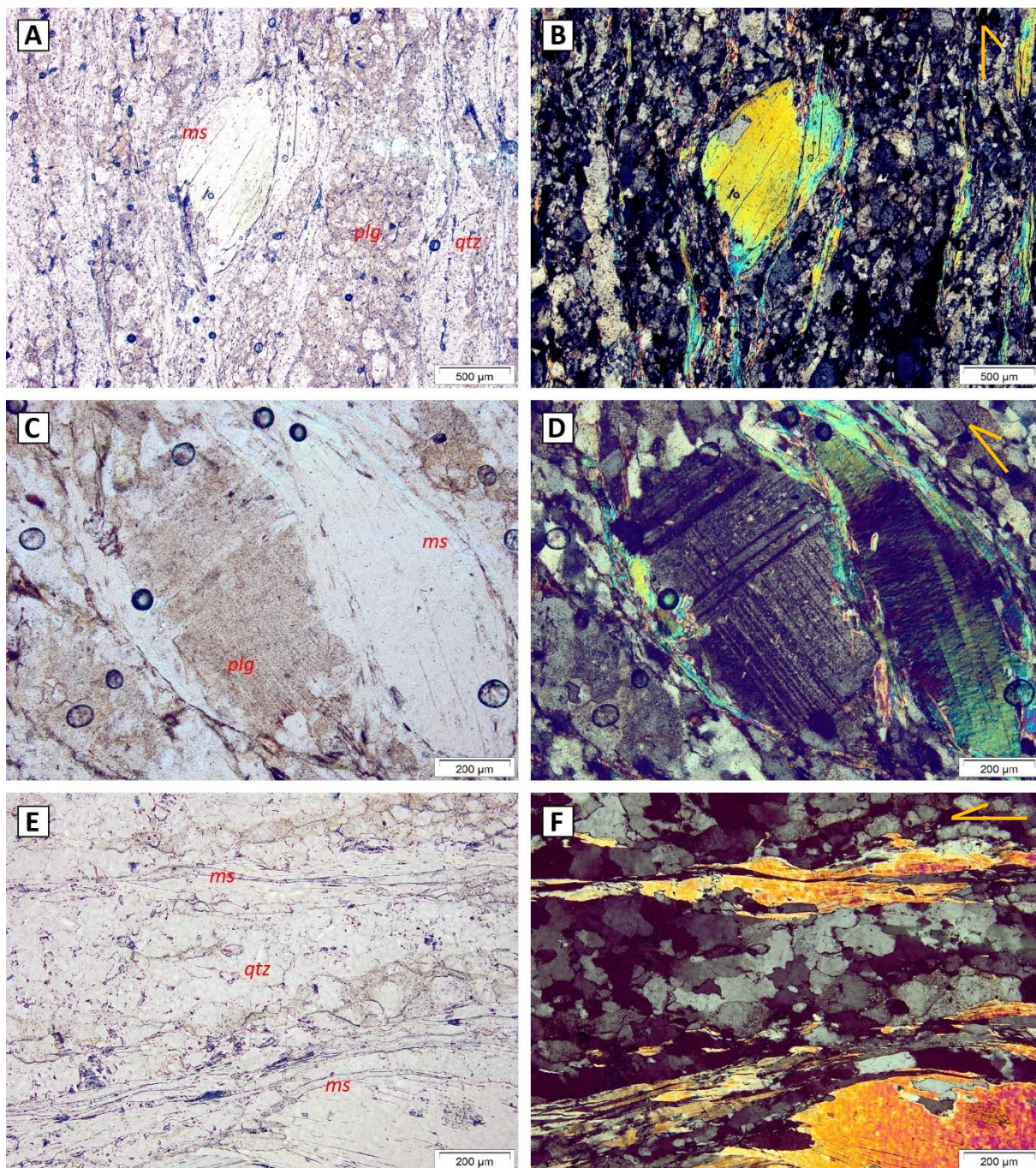


Figura 22. Fotomicrografia do granodioritos milonítico do ponto PT-02B. A) e B) Porfiroclastos de muscovita (Ms) *fish* com cinemática lateral-esquerda; C) e D) porfiroclastos de plagioclásio (Plg); E) e F) Detalhe para a textura do quartzo formado por SGR em uma *ribbon*. Fotomicrografias em luz natural a esquerda e, a direita, luz polarizada.

O quartzo ocorre como cristais deformados com formas alongadas, variando entre 1,0 a 1,5 mm. Os grãos estão compostos por uma mistura dominada por agregados recristalizados com textura granoblástica poligonal média (0,2 a 0,3 mm) e subgrãos de formas e tamanhos variados, com extinção ondulante e maclas de deformação lamelar formados por rotação de subgrão (Fig. 22E).

A muscovita ocorre de duas formas: de modo dominante como porfiroclastos deformados com estrutura do tipo *fish* com tamanhos entre 1,0 a 2,0 mm e cinemática lateral-esquerda. Também ocorre em menor proporção na matriz de origem milonítica como agregados muito finos, com tamanhos entre 0.1 a 0.2 mm (Fig. 22A).

As injeções granodioríticas podem ser classificadas como muscovita granodioritos miloníticos. A cinemática observada, associada à trama milonítica S_2 , é de topo para NW, como visto nas rochas anteriores, e é marcada pelos porfiroclastos de muscovita do tipo *fish* e pelos K-feldspatos com caudas de deformação.

4.3.4. Gnaisses Calci-silicáticos

Os gnaisses calci-silicáticos possuem um bandamento milimétrico (1 a 3 mm) parcialmente contínuos e regulares, composto por níveis félsicos com predomínio de quartzo e plagioclásio e níveis mais máficos com maior predomínio de hornblenda, diopsídio, biotita e zoisita (Fig. 23B e D). Na porção referente a borda, há uma diminuição dos grãos de hornblenda e diopsídio e um aumento na quantidade de quartzo e plagioclásio.

A principal textura observada nessas rochas é a nematoblásticas média (0,1 a 0,3 mm) caracterizada pelos cristais de hornblenda e diopsídio e, subordinadamente, a textura granoblástica interlobada a poligonal média (0,1 a 0,5 mm) definida pelos cristais de quartzo e plagioclásio. Na porção da borda, é possível identificar veios de quartzo recristalizados com textura granoblástica interlobada formada por rotação de subgrão com cinemática lateral esquerda.

A hornblenda é caracterizada por possuir um pleocroísmo que varia entre verde forte a amarelo, com tamanhos entre 2 a 4 mm, marcando o bandamento gnáissico. Associado aos níveis ricos em hornblenda, ocorre a epidoto, que possui tamanhos variando entre 0,5 a 1 mm.

O diopsídio possui tamanhos que variam entre 1 a 2 mm e também aparece nas bordas dos cristais de hornblenda emoldurando-a, também marca o bandamento da rocha (Fig. 23F). O quartzo e o feldspato são caracterizados pela textura

granoblástica interlobada a poligonal com tamanhos variando entre 0,1 a 0,5 mm e estão presentes em todos os níveis, contudo, formam também níveis isolados.

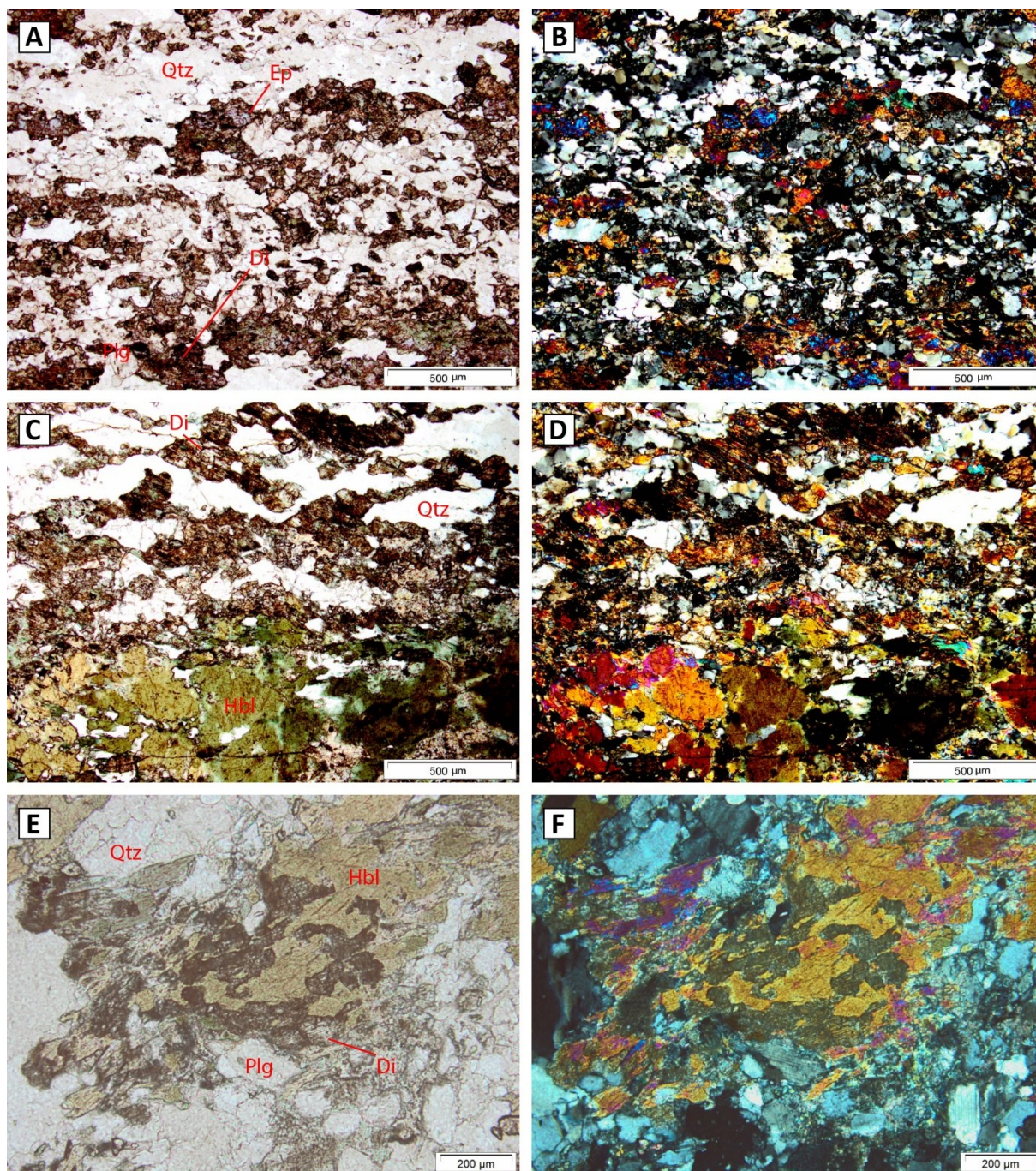


Figura 23. A) e B) Fotomicrografia dos gnaisses calci-silicáticos do ponto PT-06 destacando o bandamento com níveis félsicos ricos em quartzo (Qtz) e plagioclásio (Plg); C) e D) Detalhe dos níveis mais máficos ricos em hornblenda (Hbl), diopsídio (Di) e epidoto (Ep); E) e F) Detalhe para a hornblenda com as bordas substituídas por diopsídio. Fotomicrografias em luz natural a esquerda e, a direita, luz polarizada.

4.4. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

As análises obtidas através do Microscópio Eletrônico de Varredura foram realizadas no MEV do Instituto de Geociências da UFRGS. As análises foram feitas em três lâminas, sendo duas em xistos pelíticos (PT-02B e PT-08B) e uma na injeção granodiorítica (PT-02A), e foram obtidos imagens de *backscattering* (BE) e química mineral por *Energy Dispersive X-ray Spectroscopy* (EDS) para os cristais de plagioclásio, muscovita, biotita e granada. Os dados de química mineral estão representados nas tabelas 1, tabela 2 e tabela 3 em % em óxido e o número de íons recalculados para a fórmula unitária mineral de cada mineral.

Para os granodioritos da amostra PT-02A, foram analisados os cristais de plagioclásio recristalizados da matriz milonítica. As análises de EDS em 21 diferentes pontos na lâmina em plagioclásio mostram que a composição média varia entre os termos finais de albita e termos iniciais de oligoclásio ($An_{8,1} - An_{14,1}$), como mostra o diagrama da figura 24 e a tabela 1.

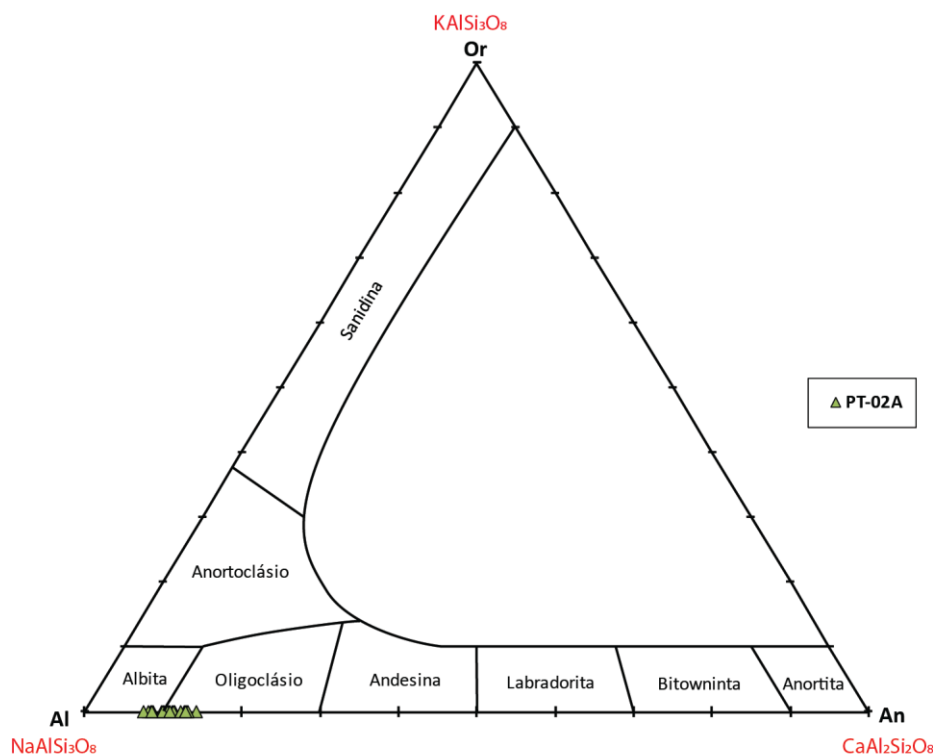


Figura 24. Diagrama ternário (ortoclásio – albita – anortita) para as análises de plagioclásio da amostra PT-02A, ilustrando a variação entre os termos finais de albita para os iniciais de oligoclásio. **Fonte:** Modificado de Deer, Howie e Zussman (1992).

Tabela 1. Valores representativos das análises pontuais, em % óxido e por fórmula unitária, realizadas em plagioclásio da amostra PT02a (% em peso para óxido).

Ponto	<i>PT-02A - Plagioclásio</i>				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	63,41	64,08	63,62	62,89	63,63
Al ₂ O ₃	22,54	22,62	22,49	22,96	21,72
CaO	2,24	2,23	2,35	2,70	1,76
Na ₂ O	10,98	10,94	10,37	9,94	11,05
Total	99,17	99,87	98,83	98,49	98,16
O	8	8	8	8	8
Si	2,82	2,83	2,83	2,81	2,86
Al	1,18	1,18	1,18	1,21	1,15
Ca	0,11	0,11	0,11	0,13	0,08
Na	0,95	0,94	0,90	0,86	0,96
An (%)	10,1	10,1	11,1	13,1	8,1
Ab (%)	89,9	89,9	88,9	86,9	91,9

Para os xistos pelíticos das amostras PT-02B e PT-08B, foram analisados os cristais de granada, plagioclásio, muscovita e biotita (matriz e inclusão), além da obtenção de mapas composicionais para alguns cristais de granada. Os dados obtidos das análises estão resumidos na tabela 2 para os xistos pelíticos da amostra PT-02B e na tabela 3 para os xistos pelíticos da amostra PT-08B. Escolheu-se as amostras mais representativas de cada mineral para ilustrar a diferença entre as amostras (os dados completos podem ser vistos no Anexo 1).

Para as análises das micas, foram analisados 46 pontos nos xisto pelítico da amostra PT-02B, entre eles de biotita que compõem a matriz e muscovita que forma os porfiroclastos. Para o xisto pelítico da amostra PT-08B, foram realizados 28 pontos, entre eles de biotita que compõem a matriz, biotita inclusa na granada e muscovita que forma os porfiroclastos.

A biotita do xisto pelítico da amostra PT-02B apresenta valores para os cristais da matriz de X_{Mg} que varia entre 0,34 a 0,30, com baixos conteúdos de MgO em relação aos cristais de biotita da amostra PT-08b. Para a biotita no contato com os cristais de granada, o X_{Mg} é semelhante aos da matriz, apresentando, também, conteúdos menores de MgO se comparado a outra amostra.

Para a amostra PT-08b, os valores de X_{Mg} para os cristais da matriz variam entre 0,40 a 0,46, para os cristais inclusos na granada o X_{Mg} varia de 0,46 a 0,49 (um valor de 0,39 fora do padrão) e para a biotita que preenche o espaço da granada rompida é de 0,41. Os valores de MgO não variam muito entre os cristais (9,14 – 12,51), independentemente de onde ocorra.

Tabela 2. Resultados representativos para as análises pontuais de química mineral para os cristais de granada, muscovita, biotita e plagioclásio da amostra PT-02B (% em peso para óxido). Os dados completos encontram-se no Anexo 2.

Mineral	<i>Granada</i>				<i>Muscovita</i>		<i>Biotita</i>		<i>Plagioclásio</i>	
	Núcleo	Borda	Núcleo*	Borda*	Porf.	Matriz	matriz	matriz*	Matriz	Matriz*
SiO ₂	30,85	30,79	33,08	30,43	41,16	43,05	31,12	30,69	54,49	55,09
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	1,18	0,95	-	-
Al ₂ O ₃	18,15	18,18	19,37	17,85	32,79	33,43	18,19	17,60	20,82	21,10
FeO	31,15	32,64	29,43	28,57	1,27	0,86	17,15	18,22	-	-
MnO	3,71	2,65	5,41	4,32	-	-	-	-	-	-
MgO	1,63	1,98	1,56	1,57	-	-	7,28	7,13	-	-
CaO	2,58	1,80	5,05	3,43	-	-	-	-	4,05	3,91
Na ₂ O	-	-	-	-	0,85	0,94	-	-	8,17	8,70
K ₂ O	-	-	-	-	6,00	6,69	7,14	7,52	-	-
Total	88,08	88,04	93,89	86,17	82,07	84,97	82,06	82,11	87,53	88,80
O	12	12	12	12	11	11	11	11	8	8
Si	2,89	2,88	2,89	2,90	3,10	3,13	2,72	2,71	2,76	2,75
Ti	-	-	-	-	-	-	0,08	0,06	-	-
Al _{tot}	2,00	2,01	1,99	2,00	0,89	0,86	1,28	1,29	1,24	1,24
Al _{VI}	1,89	1,89	1,88	1,90	2,01	2,00	0,59	0,54	-	-
Fe	2,44	2,56	2,15	2,28	0,08	0,05	1,25	1,34	-	-
Mn	0,29	0,21	0,40	0,35	-	-	-	-	-	-
Mg	0,23	0,28	0,20	0,22	-	-	0,95	0,94	-	-
Ca	0,26	0,18	0,47	0,35	-	-	-	-	0,22	0,21
Na	-	-	-	-	0,12	0,13	-	-	0,84	0,84
K	-	-	-	-	0,58	0,62	0,79	0,85	-	-
Total	8,11	8,12	8,10	8,10	6,78	6,79	7,66	7,73	5,06	5,04
X Mg	-	-	-	-	-	-	0,33	0,32	-	-
X Fe	-	-	-	-	-	-	0,44	0,46	-	-
An (%)	-	-	-	-	-	-	-	-	21,5	19,9
Ab (%)	-	-	-	-	-	-	-	-	78,5	80,1
Prp (%)	7,1	8,6	6,3	7,0	-	-	-	-	-	-
Alm (%)	75,8	79,3	66,7	71,2	-	-	-	-	-	-
Sps (%)	9,1	6,5	12,4	10,9	-	-	-	-	-	-
Grs (%)	8,0	5,6	14,6	10,9	-	-	-	-	-	-

Tabela 3. Resultados representativos para as análises pontuais de química mineral para os cristais de granada, muscovita, biotita e plagioclásio da amostra PT-08B (% em peso para óxido). Os dados completos encontram-se no Anexo 3.

Mineral	<i>Granada</i>				<i>Muscovita</i>		<i>Biotita</i>			<i>Plagioclásio</i>	
	Núcleo	Borda	Núcleo*	Borda*	Porf.	Porf.*	matriz	matriz*	Inc.	Porf.	Porf.*
SiO ₂	35,80	34,28	34,3	34,07	43,31	41,37	36,05	32,28	35,07	56,82	53,80
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	1,23	0,85	1,89	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,81	20,22	19,82	19,71	33,87	32,63	19,51	17,83	19,20	26,12	23,80
FeO	27,71	27,9	25,97	26,14	1,20	1,55	15,44	18,47	14,12	-	-
MnO	6,75	6,51	5,71	5,25	-	-	-	-	-	-	-
MgO	3,61	3,46	3,47	3,25	1,05	1,32	10,93	9,84	12,51	-	-
CaO	2,23	2,16	2,08	2,16	-	-	-	-	-	7,65	6,92
Na ₂ O	-	-	-	-	0,97	1,07	-	-	-	7,65	7,17
K ₂ O	-	-	-	-	8,66	8,15	7,83	7,40	7,99	-	-
Total	96,91	94,53	91,35	90,58	89,82	86,09	90,99	86,67	90,78	98,24	91,69
O	12	12	12	12	11	11	11	11	11	8	8
Si	2,96	2,92	2,99	3,00	3,04	3,03	2,78	2,68	2,71	2,59	2,62
Ti	-	-	-	-	-	-	0,07	0,05	0,11	-	-
Al _{tot}	2,03	2,03	2,04	2,04	0,96	0,96	1,21	1,31	1,29	1,40	1,36
Al _{vi}	1,99	1,96	2,03	-	1,84	1,85	0,55	0,43	0,45	-	-
Fe	1,92	1,99	1,90	1,92	0,07	0,09	0,99	1,28	0,91	-	-
Mn	0,47	0,47	0,42	0,39	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,45	0,44	0,45	0,43	0,11	0,14	1,25	1,22	1,43	-	-
Ca	0,20	0,20	0,19	0,20	-	-	-	-	-	0,37	0,36
Na	-	-	-	-	0,13	0,15	-	-	-	0,68	0,70
K	-	-	-	-	0,77	0,76	0,77	0,78	0,78	-	-
Total	8,03	8,05	7,99	7,98	6,92	6,98	7,62	7,75	7,68	5,04	5,04
X Mg	-	-	-	-	-	-	0,43	0,41	0,49	-	-
X Fe	-	-	-	-	-	-	0,34	0,43	0,31	-	-
An (%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	35,6	34,8
Ab (%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	64,4	65,2
Prp (%)	14,67	14,19	15,22	14,47	-	-	-	-	-	-	-
Alm (%)	63,23	64,26	63,98	65,34	-	-	-	-	-	-	-
Sps (%)	15,59	15,18	14,24	13,28	-	-	-	-	-	-	-
Grs (%)	6,51	6,37	6,56	6,91	-	-	-	-	-	-	-

É possível observar que há uma variação de composição para o plagioclásio de uma amostra para outra. Para o xisto pelítico da amostra PT-02B, foram feitas 23 análises pontuais em cristais de plagioclásio, caracterizando-os como oligoclásio (An_{16,5} – An_{23,4}). O xisto pelítico da amostra PT-08B, foram feitas 10 análises pontuais, caracterizando-os como andesina (An_{32,9} – An_{38,1}). O diagrama ternário da figura 25 ilustra essa diferença de composição entre as amostras.

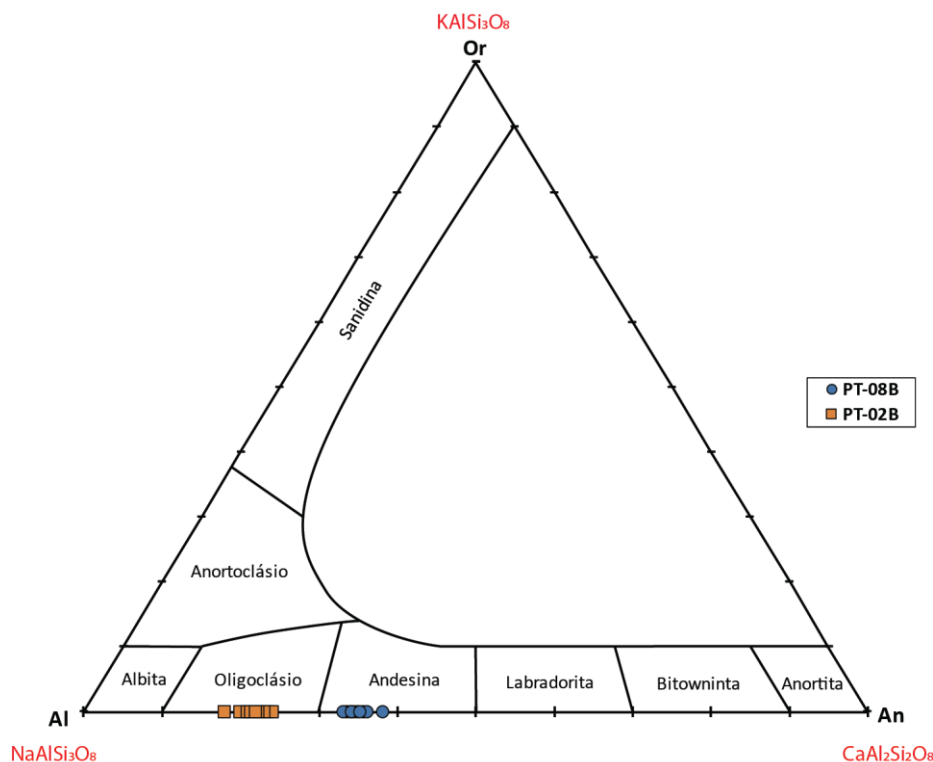


Figura 25. Diagrama ternário (ortoclásio – albita – anortita) para as análises de plagioclásio nos xistos elíticos do ponto PT-02B (quadrados laranjas) e PT-08B (círculos azuis). **Fonte:** Modificado de Deer, Howie e Zussman (1992).

Os cristais de granada foram caracterizados a partir de análises pontuais no centro e na borda. As análises de centro para o xisto pelítico da amostra PT-02B mostram uma variação de X_{prp} entre 6,29 a 8,60, X_{alm} entre 66,66 a 77,32, X_{sps} entre 7,48 a 12,40 e X_{grs} entre 6,60 a 14,64. Para as análises de borda, há uma variação de X_{prp} entre 6,97 a 8,70, X_{alm} entre 71,19 a 79,31, X_{sps} entre 6,52 a 10,90 e X_{grs} entre 4,98 a 10,94. A partir disso, foi possível notar um enriquecimento em X_{alm} e X_{prp} do núcleo para a borda, acompanhado de um empobrecimento dos termos X_{sps} e X_{grs} .

Para o xisto pelítico da amostra PT-08B, as análises de centro podem ser divididas em dois grupos: um com enriquecimento da borda para o núcleo em X_{alm} e empobrecimento nos outros três membros finais da solução sólida, e um segundo grupo com enriquecimento da borda para o núcleo em X_{alm} e X_{grs} . O primeiro grupo mostra valores maiores de X_{sps} em relação ao segundo.

Para o primeiro grupo, as análises de centro mostraram valores de X_{prp} entre 14,67 a 16,53, X_{alm} entre 59,73 a 63,78, X_{sps} entre 15,51 a 16,89 e X_{grs} entre 6,51 a 7,19. As análises de borda mostraram valores de X_{prp} entre 14,19 a 15,49, X_{alm} entre 62,54 a 64,59, X_{sps} entre 14,19 a 15,44 e X_{grs} entre 6,37 a 6,70.

Para o Segundo grupo, as análises de centro mostraram valores de X_{prp} entre 14,75 a 15,53, X_{alm} entre 62,65 a 64,01, X_{sps} entre 14,24 a 15,16 e X_{grs} entre 6,38 a 6,72. As análises de borda mostraram valores de X_{prp} entre 13,71 a 15,45, X_{alm} entre 63,26 a 65,34, X_{sps} entre 13,28 a 14,38 e X_{grs} entre 6,91 a 8,22.

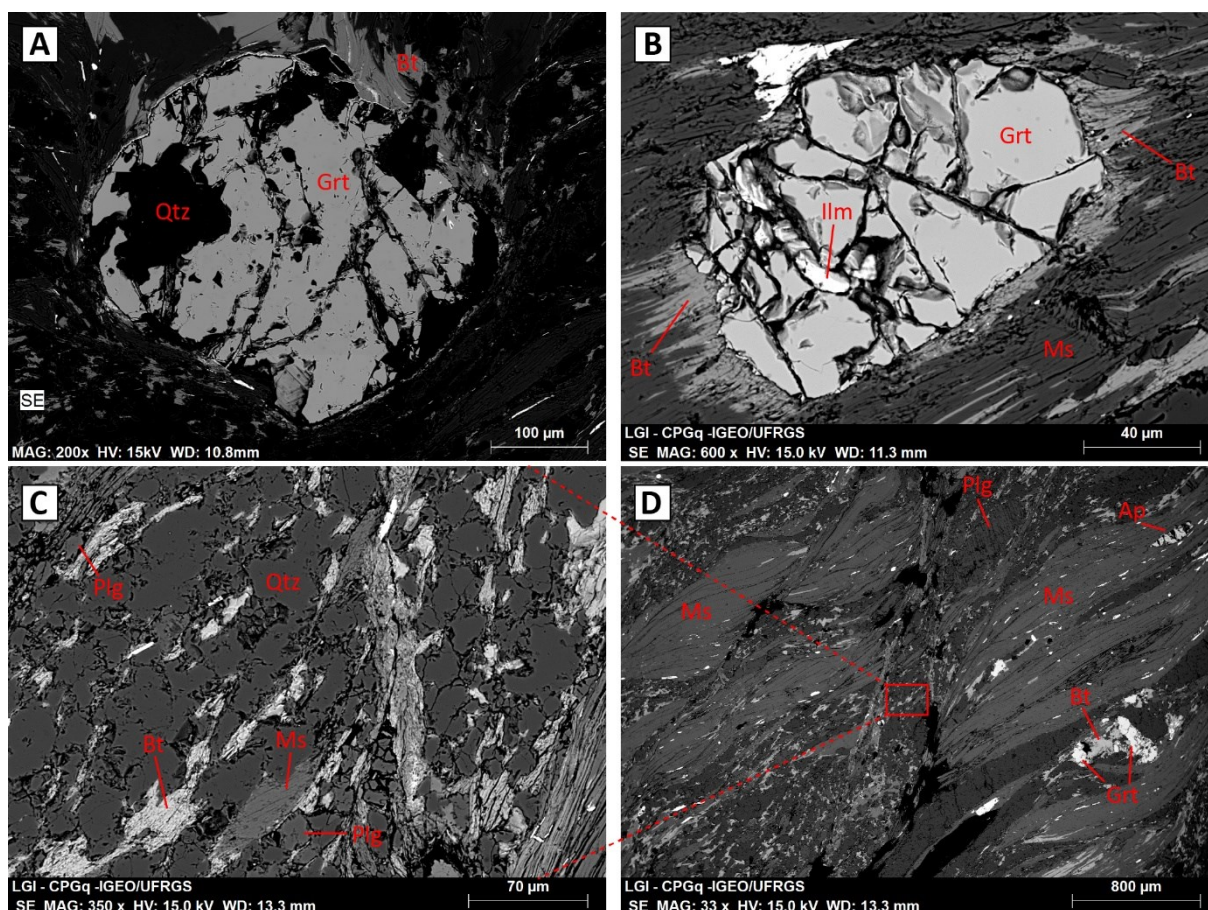


Figura 26. Imagens de *backscattering* do xisto pelítico da amostra PT-02B. A) granada (Grt) usada para obtenção dos mapas composicionais da Figura 28; B) detalhe para granada com inclusão de ilmenita (Ilm) com transformação da muscovita (Ms) para biotita (Bt) no seu contato; D) porfiroclastos de muscovita e granada (rompida) e, em C), detalhe do quadrado mostrada na imagem anterior da região C do par S/C.

Através das imagens de BE (*backscattering*), é possível observar que a matriz dos xistos é composta majoritariamente por biotita e quartzo, com alguns cristais de plagioclásio compondo essa matriz (principalmente no xisto pelítico da amostra PT-02B) (Fig. 26C, Fig. 26D e Fig. 27B). No contato entre a muscovita e a granada, há uma intensa transformação da muscovita para biotita, também ocorrendo na borda ao longo da muscovita (Fig. 26B). Em alguns casos, é possível observar os cristais de granada rompidos, onde, no espaço gerado, há um forte preenchimento por biotita e, subordinadamente, quartzo (Fig. 27B).

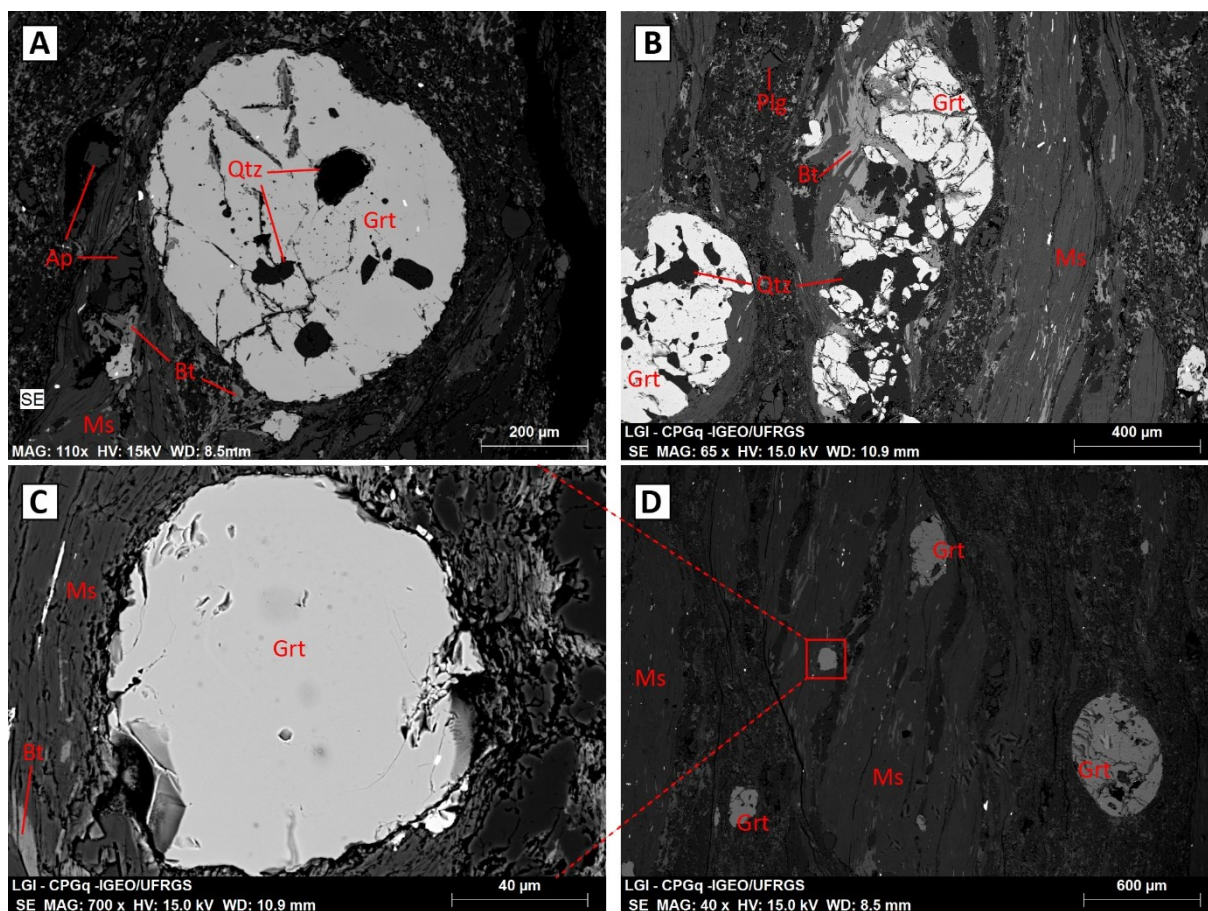


Figura 27. Imagens de *backscattering* para a amostra PT-08B. A) granada (Grt) usada para obtenção dos mapas composicionais da figura 29; B) detalhe do cristal de granada rompido e o espaço gerado sendo ocupado por biotita (Bt); D) variação de tamanho dos cristais de granada, com detalhe para o menor em C).

Foram elaborados mapas composicionais a partir de EDS dos elementos Mg, Mn, Ca e Fe para quatro cristais de granada, dois para cada amostra (Anexo 4). A partir disso, os mapas composicionais do xisto pelítico da amostra PT-02B mostram um pequeno aumento do centro para a borda nos elementos Mg e Fe, enquanto há um empobrecimento em Ca, Mn (Fig. 28). Sobrepondo os mapas, é possível identificar que, quando há um empobrecimento em Ca, há um enriquecimento em Mg, Mn e Fe. O Mn mostra um empobrecimento com o aumento de Mg e Fe e um novo enriquecimento no limite do cristal em Mn.

Os mapas composicionais do xisto pelítico da amostra PT-08B mostram que não há uma variação composicional detectada (Fig. 29). Ao contrário do observado através das análises pontuais, os mapas individuais e os mapas sobrepostos não mostram uma possível variação que esperava-se encontrar.

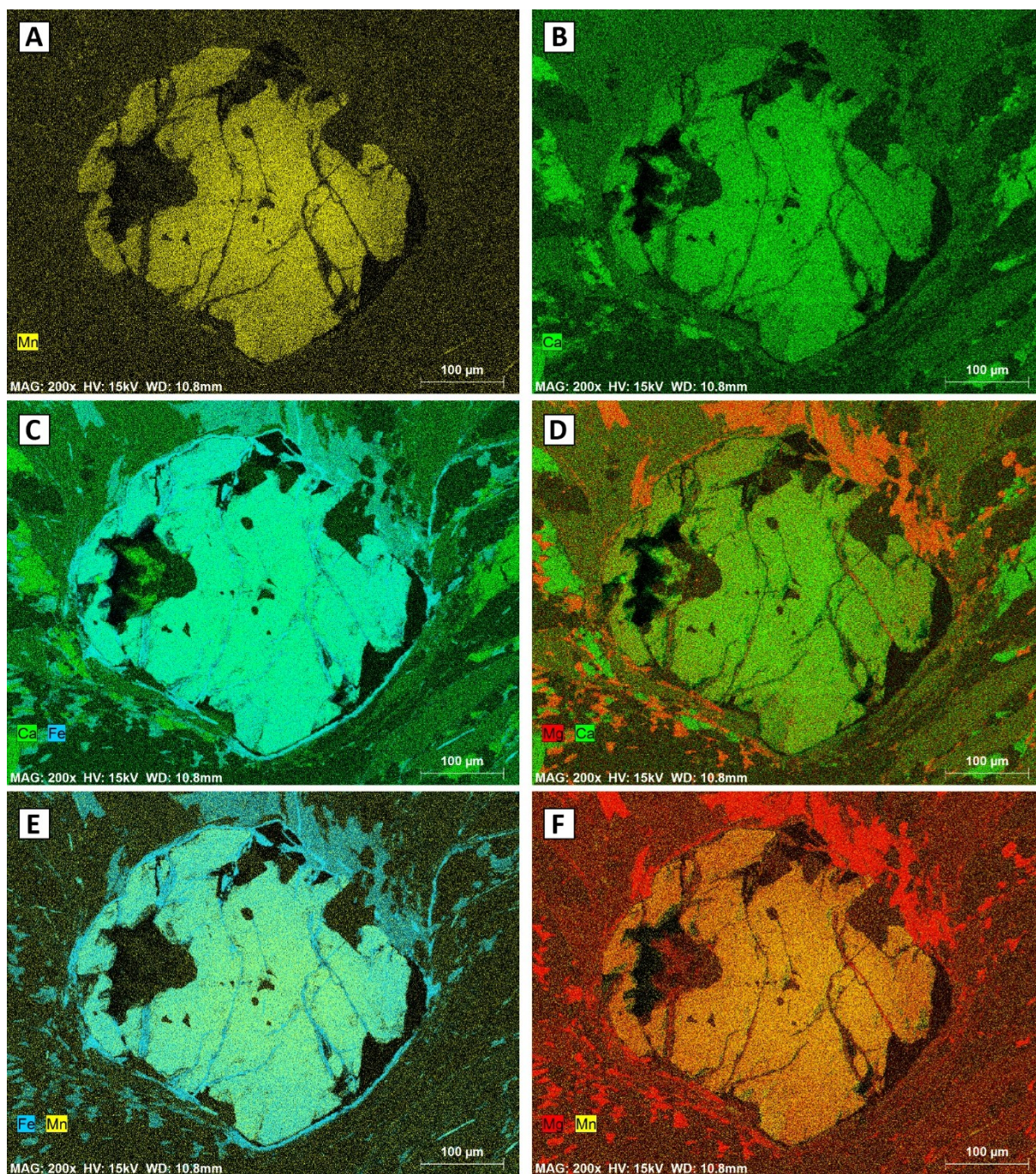


Figura 28. Mapa composicional qualitativo obtido através de EDS para o xisto pelítico da amostra PT-02B para os elementos Mn (a), Ca (b), Ca + Fe (c), Mg + Ca (d), Fe + Mn (e) e Mg + Mn (f). Note que é possível observar o enriquecimento no centro para os elementos Ca e Mn (por isso individualizados nessa figura) e, quando comparados ao Fe e Mg, mostram um empobrecimento em relação a esses elementos em direção as bordas do cristal.

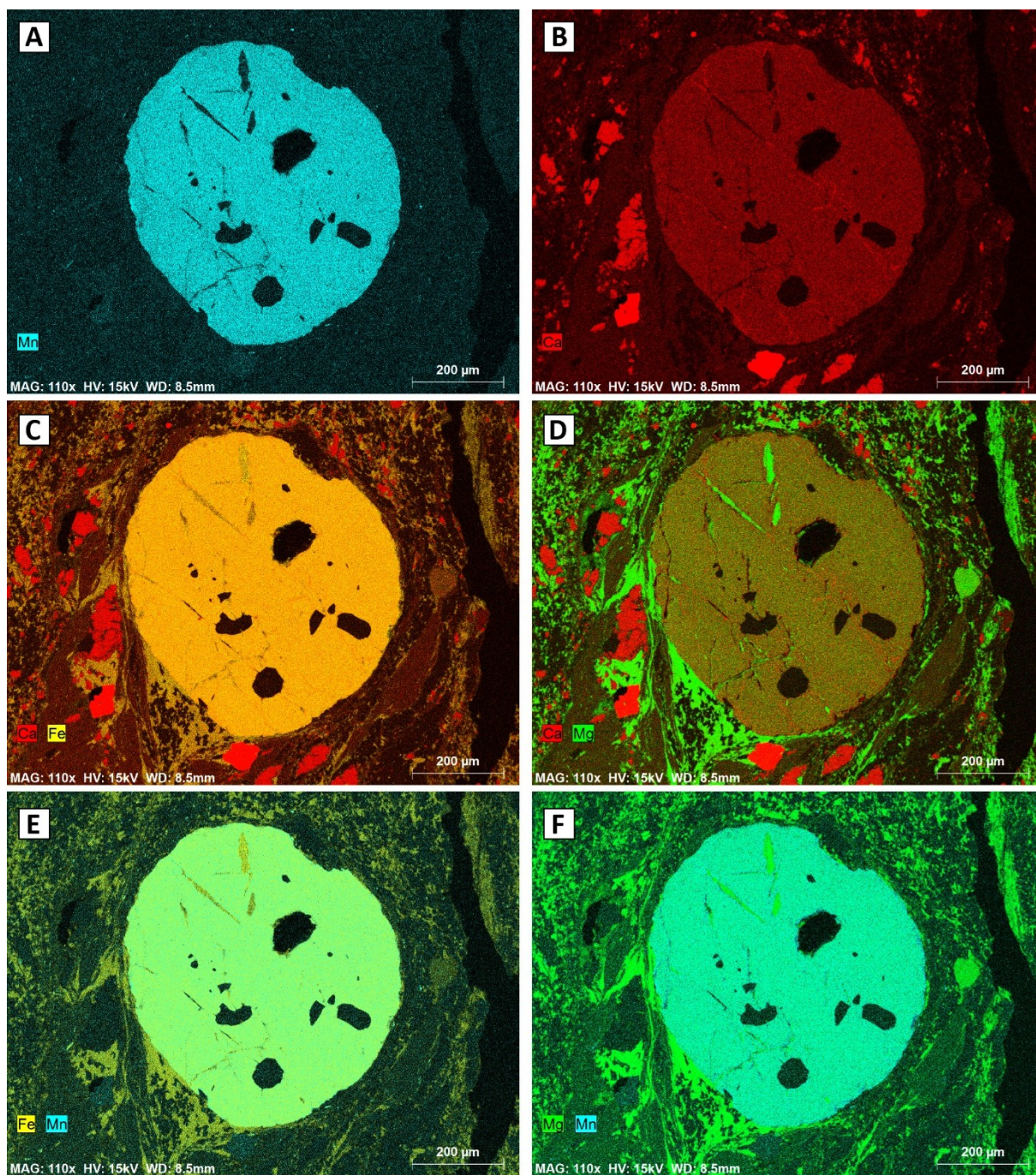


Figura 29. Mapa composicional qualitativo obtido através de EDS para o xisto pelítico da amostra PT-08B para os elementos Mn (a), Ca (b), Ca + Fe (c), Mg + Ca (d), Fe + Mn (e) e Mg + Mn (f). Note que não é possível observar qualquer variação para a granada dessa amostra, nem em mapas individualizados que mostram um contraste maior como Ca e Mn, nem em mapas compostos, apesar do observado em análises pontuais.

4.5. Química de Rocha Total (FRX)

Foram realizadas cinco análises por FRX para duas amostras de quartzitos milonitizados (PT-01D e PT-05B), duas amostras de xistos pelíticos (PT-02B e PT-08B) e uma amostra de gnaiss calcissilicáticos (PT-06A) (Tab. 4).

Tabela 4. Análise quantitativa por FRX de elementos maiores (% em peso dos óxidos) e elementos-traço (em ppm) para cinco amostras.

Amostras	<i>PT-01D</i>	<i>PT-05B</i>	<i>PT-02B</i>	<i>PT-08B</i>	<i>PT-06A</i>
	Quartzitos		Xistos pelíticos		Gnaiss calcissilicático
SiO ₂	91,33	93,07	64,80	68,56	55,07
Al ₂ O ₃	5,18	4,92	17,39	14,47	15,34
TiO ₂	0,14	0,09	1,02	0,63	0,82
Fe ₂ O ₃	1,47	0,59	6,18	5,42	7,59
MnO	0,00	0,00	0,06	0,18	0,21
MgO	0,01	0,00	1,55	2,86	4,71
CaO	0,00	0,00	0,69	0,85	12,51
Na ₂ O	0,00	0,00	1,21	0,00	0,00
K ₂ O	1,14	0,78	4,57	4,09	2,16
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,09	0,11	0,15
Loi	0,71	0,55	2,44	2,65	1,44
Total	99,99	100,00	100,00	99,82	100,00
Y	0,00	0,00	62,80	45,10	21,90
Pb	0,00	0,00	24,60	14,00	33,70
Ni	0,00	0,00	23,80	31,90	44,60
Cu	0,00	0,00	47,70	21,90	8,40
Sr	6,00	0,00	138,10	41,50	418,90
Zr	214,40	112,20	205,60	174,10	161,90
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	95,50
Nb	0,00	0,00	15,80	0,00	12,30
Rb	28,10	0,00	231,70	193,50	67,70
Cr	0,00	0,00	82,70	54,70	83,50
Ba	101,00	0,00	630,50	585,30	650,80
Fe ₂ O ₃ /K ₂ O	1,29	0,76	1,35	1,33	3,51
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	17,63	18,92	3,73	4,74	3,59

Os quartzitos milonitizados apresentam teores de SiO_2 que variam nas duas amostras entre 93,07 (PT-05B) a 91,33% (PT-01D) e de Al_2O_3 entre 4,92 a 5,18%, respectivamente, mostrando uma proporcionalidade inversa e baixa variação entre elas. Para os teores de Fe_2O_3 , é possível observar uma maior variação entre as amostras, apesar da baixa quantidade, entre 0,59 (PT-05b) a 1,47% (PT-01d) e de K_2O entre 0,78 a 1,14%, respectivamente. Por fim, os teores de TiO_2 das amostras variam entre 0,09 (PT-05b) a 0,14% (PT-01d), mostrando quantidades muito baixas e pequena variação. Os teores de P_2O_5 foram identificados apenas na amostra PT-01d com uma quantidade muito baixa de 0,01%.

Os xistos pelíticos mostram teores de SiO_2 que variam nas duas amostras entre 64,80 (PT-02b) e 68,56% (PT-08b), com valores inversamente proporcionais de Al_2O_3 entre elas, variando entre 17,39 a 14,47%, respectivamente, indicando uma variação relativamente baixa nas amostras. Os teores de Fe_2O_3 variam de 6,18 (PT-02b) a 5,42% (PT-08b) e de K_2O variam entre 4,57 a 4,09%, respectivamente, indicando uma variação muito baixa entre as amostras. Há uma maior variação entre as amostras em relação aos teores de MgO , Mn e TiO_2 (apesar da baixa quantidade), que variam entre 1,55 (PT-02b) a 2,86% (PT-08b), 0,06 a 0,18 e 1,02 a 0,63, respectivamente. Por fim, os teores de CaO e P_2O_5 são bem próximos entre as amostras, variando entre 0,69 (PT-02b) a 0,85% (PT-08b) e 0,09 a 0,11%, respectivamente. A amostra PT-02b contém teores de Na_2O de 1,21%, enquanto, na amostra PT-08b, não contém quantidades desse óxido.

O gnaiss calcí-silicático mostra teores de SiO_2 de 55,07%, enquanto de Al_2O_3 e CaO são de 15,34 e 12,51%, respectivamente. O teor de Fe_2O_3 é de 7,59% e de MgO de 4,71%, com teor menor de K_2O de 2,16%. Os demais óxidos analisados apresentam baixas quantidades, como 0,82% para TiO_2 , 0,21% para MnO e 0,15% para P_2O_5 .

Através das análises de química de rocha total para as cinco amostras que foram obtidas através de FRX, foram usados gráficos de classificação sedimentar e ambiente deposicional. Esses gráficos auxiliarão na discussão da origem das rochas trabalhadas e do possível ambiente no qual foram formadas. Para o uso desses gráficos, deve-se partir do pressuposto que não houve grandes trocas com o ambiente em relação a seus elementos e quantidades, considerando que sua composição reflete a composição do protólito (ROLLINSON, 1993).

Os dados geoquímicos das cinco amostras foram plotados no gráfico de classificação de Herron (1988) (Fig. 30). Esse gráfico classifica os sedimentos terrígenos a partir das proporções de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$, no qual o primeiro separa as amostras em quartzos arenitos de folhelhos ricos em Al (com termos intermediários) e o segundo separa arenitos líticos de arenitos feldspáticos. Além disso, dependendo do conteúdo de Fe_2O_3 , é possível separar folhelhos ricos em ferro de arenitos ricos em ferro.

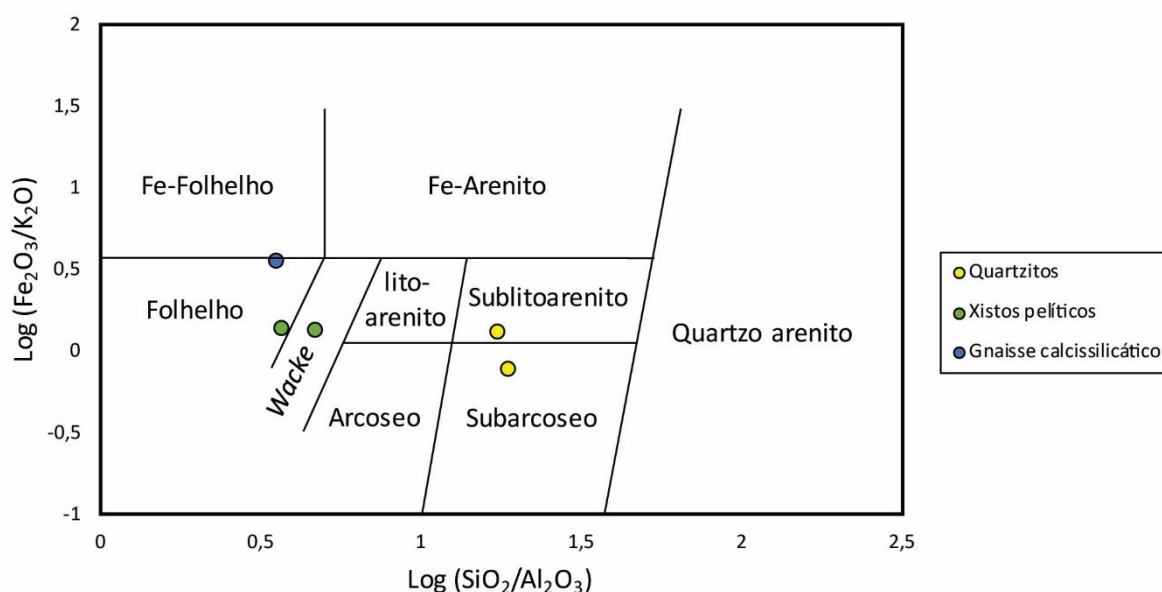


Figura 30. Classificação dos possíveis protólitos das amostras através da química de rocha total. **Fonte:** Modificado de Herron (1988).

Os quartzitos milonitizados encontram-se nos campos dos arenitos subarcóseos (PT-05B) e sublitoarenitos (PT-01D). Os xistos pelíticos encontram-se nos campos dos folhelhos (PT-02B) e dos *wacke* (PT-08B). O gnaisse calci-silicático (PT-06a) encontra-se no limite entre o campo dos folhelhos e dos folhelhos ricos em ferro.

Para estimar em qual ambiente geotectônico poderiam ter sido formados os protólitos indicados através da classificação de Herron (1988), as análises de química de rocha total foram plotadas no gráfico de Bhatia (1983), que relaciona a composição geoquímica de arenitos com o ambiente tectônica da bacia sedimentar no qual foi formado. Para isso, ele usa como parâmetro duas funções discriminantes, na qual relacionam todos os óxidos maiores analisados multiplicados por constantes já

definidas. As cinco amostras analisadas encontram-se no campo referente ao de bacias de margem passiva (Fig. 31).

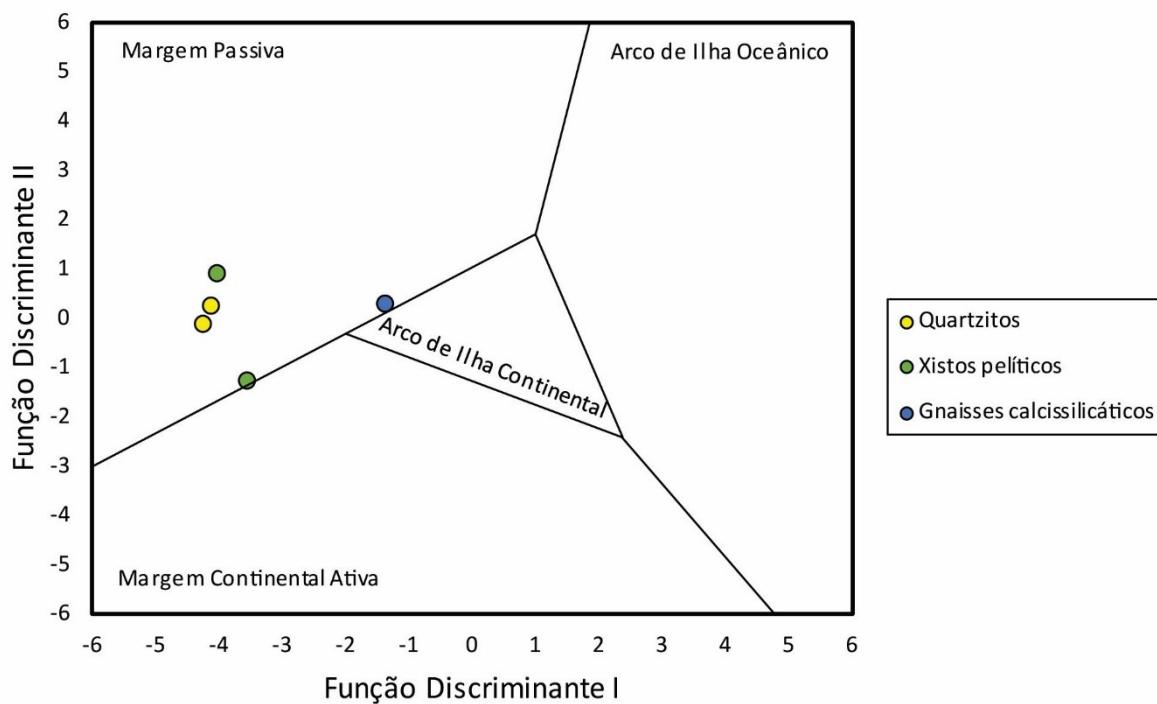


Figura 31. Ambiente tectônico das bacias sedimentares através de química de rocha total para as amostras analisadas. **Fonte:** Modificado de Bathia (1983).

4.6. Geoquímica Isotópica

A partir do método Sm/Nd aplicado para os xistos pelíticos do trabalho (xistos pelíticos das amostras PT-02B e PT-08B), obteve-se as informações de ϵ Nd, idades T_{DM} e isócronas de Sm/Nd granada – rocha total. As informações das duas amostras estão resumidas na tabela 5.

Os xistos pelíticos do ponto PT-02 indicam uma fonte crustal ao menos de contribuição Paleoproterozoica, podendo ocorrer misturas de contribuição meso e neoproterozoica, devido aos seus valores negativos de ϵ Nd de -14.9 e idade T_{DM} de 1679 Ma, e com idade de granada-rocha total de 591 ± 25 Ma.

Os xistos pelíticos do ponto PT-08 também indicam uma fonte crustal de contribuição Paleoproterozoica, porém mais antiga que do ponto anterior, devido aos seus valores negativos de ϵ Nd de -17.4 e idade T_{DM} de 1865 Ma, e com idade de granada de 696 ± 61 Ma.

Tabela 5. Dados de geoquímica isotópica de Sm/Nd e idades de granada para as amostras para os xistos pelíticos dos pontos PT-02 e PT08.

Unidade	Amostra	Material	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Proporções medidas		SE %	ϵ Nd ₍₀₎	Idade	ϵ Nd _(t)	T_{dm} (ma)	RT - grd Idade Sm-Nd (Ma)
					$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(0)}$						
Complexo Porongos	PT-02B											
	xisto pelítico	Grt	3,4	10,3	0,204026	0,512245	0,049482	-	-	-	-	591 ± 25
		RT	9,6	53,9	0,108218	0,511874	0,093289	-14,9	600	-8,1	1679	
	PT-08B											
	xisto pelítico	Grt	3,4	16,4	0,124803	0,511818	0,080892	-	-	-	-	696 ± 61
		RT	5,2	29,5	0,107932	0,511741	0,093537	-17,4	600	-10,7	1865	

A partir dos dados obtidos, foi elaborado um gráfico evolutivo de ϵ Nd para as amostras do trabalho, junto a dados da bibliografia, a fim de comparar os resultados da porção sul do Complexo Porongos com suas demais áreas (Fig. 32).

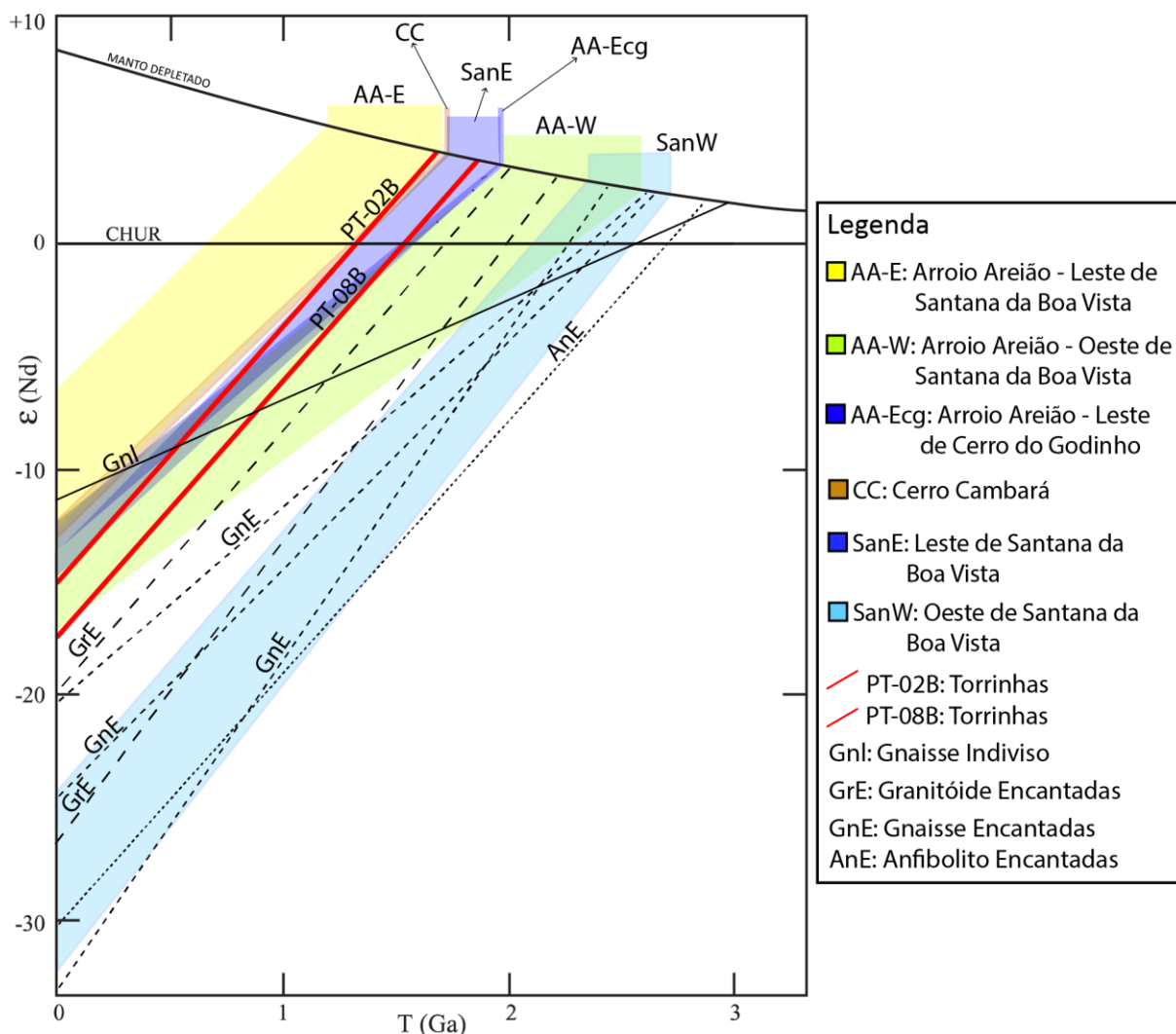


Figura 32. Gráfico evolutivo de ϵ_{Nd} para as amostras PT-02B e PT-08B (linhas vermelhas) associada a dados bibliográficos de Chemale Jr (2000), Saalman, Remus e Hartmann (2006) e Gruber et al. (2016).

Os dados obtidos para o xisto pelítico da amostra PT-02B assemelham-se aos metassedimentos dos Xistos Arroio Areião localizado a leste de Santana da Boa Vista (GRUBER et al., 2016), enquanto os dados dos xisto pelítico da amostra PT-08B assemelham-se aos metassedimentos que ficam a leste de Santana da Boa Vista (SAALMANN; REMUS; HARTMANN, 2006). Essas semelhanças podem representar que os Xistos Arroio Areião e os metassedimentos a leste de SBV possuem uma mesma área fonte com os pontos PT-02 e PT-08, respectivamente.

5. DISCUSSÕES

Os resultados obtidos a partir das feições de campo permitem caracterizar a área estudada como sendo composta por uma intercalação das rochas do Complexo Porongos com o Complexo Encantadas a partir de uma estruturação de direção predominantemente NE-SW onde a foliação principal S_2 é concordante entre as unidades litoestratigráficas. Associado a foliação S_2 é observado uma lineação de estiramento L_x de baixo a médio caimento caracterizada por uma componente oblíqua nos metassedimentos da região e transcorrente nos quartzitos fora da área limitada pela Falha Porongos e Zona de Cisalhamento Torrinhas. Eventos posteriores a essa estruturação principal são definidos pelas dobras abertas e fechadas com eixo de direção NE-SW (S_3) e NW-SE (S_4) de tectônica rúptil ortogonal a S_2 , observadas por Dreyer, Gonzatti e Tedesco (2016) e Camozzato et al. (2013).

A formação dessas estruturas (S_2 milonítica, S_3 e S_4 dúctil-rúptil) pode ser correlacionada com as fases de deformação propostas por Jost e Bitencout (1980), Remus et al. (1987) e Mello et al. (1992). A foliação milonítica teria se formado durante a fase de formação da foliação S_2 (fase F_n de Mello et al. (1992)), a qual é caracterizada por uma foliação milonítica em zonas de alta deformação, acompanhada por uma lineação de estiramento com orientação entre $S20^\circ W$ - $S20^\circ E$. As estruturas S_3 e S_4 teriam se formado em uma fase posterior (fase F_{n+1} de Mello et al. (1992)), a qual é caracterizada pelo desenvolvimento de dobras abertas em níveis crustais mais rasos (formação de domos e bacias) e por zonas de cisalhamento de alto ângulo.

O evento de deformação que formou a trama milonítica (S_2) das rochas pode ser correlacionada em parte com o regime tangencial responsável pelo transporte tectônico que ocorreu em Santana da Boa Vista (PORCHER; FERNANDES, 1990). Os autores caracterizam esse estágio dúctil pela intensa milonitização que afeta os granitóides da região e, com menor intensidade, identificado na preservação de uma S_1 transposta pela S_2 milonítica na cobertura (Cerro da Árvore). Essa situação é distinta à que ocorre na região de Torrinhas, com o estágio dúctil (D_2) intensamente marcado nos quartzitos milonitizados e nos xistos pelíticos. A diferença fica por conta da direção do transporte tangencial, de direção NE-SW, com sentido de cavalgamento

para NE, enquanto na região de Torrinhas o transporte tem direção NNW-SSE, com sentido de cavalgamento para NNW.

O segundo estágio de deformação proposto por Porcher e Fernandes (1990) é caracterizado pela diminuição da influência do fluxo dúctil e aumento do comportamento rúptil, formando os dobramentos e falhamentos da região. Essa etapa pode ser correlacionada com a fase F_{n+1} de Mello et al. (1992) e com as dobras abertas e clivagens de alto ângulo observadas na região.

O sentido de transporte associado à foliação milonítica S_2 é indicado principalmente pela foliação oblíqua e pelos porfiroclastos de muscovita *fish* observados nos quartzitos miloníticos e xistos pelíticos da área, aliado aos porfiroclastos de plagioclásio e muscovita *fish* das injeções granodioríticas, evidenciando uma cinemática de topo para N-NW. Além dos indicadores citados, também foram observados nos xistos pelíticos indicadores como muscovita *fish*, porfiroclastos de granada e bandas de cisalhamento do tipo par S/C indicando a mesma cinemática.

Esses feições indicam que a milonitização ocorreu a temperaturas em torno de 500 a 650°. Isso é evidenciado nos quartzitos miloníticos pela recristalização do quartzo por mecanismos predominantemente de rotação de subgrão (SGR) junto ao desenvolvimento da foliação oblíqua e, em algumas fitas monominerálicas de quartzo nos granodioritos um início de mecanismos de mais alta temperatura indicados pela migração de limite de grão (GBM). Além disso, os porfiroclastos presentes nesses granodioritos mostram um desenvolvimento de caudas de deformação, além do desenvolvimento da muscovita *fish* que também é observada nos quartzitos e nos xistos pelíticos. Essas feições indicam que a milonitização da área estudada é de médio grau e pode ser correlacionada com um fácies Xisto Verde superior a Anfibolito inferior (PASSCHIER; TROUW; WIERSMA, 2010). Contudo, também é observado fraturas e rompimento dos porfiroclastos de granada e apatita em algumas amostras de xistos pelíticos, o que pode indicar temperaturas e, logo, graus mais baixos de milonitização.

Os xistos pelíticos e os gnaisses calci-silicáticos preservam parte dos eventos anteriores a fase de desenvolvimento da foliação S_2 milonítica, representados por uma foliação S_1 metamórfica e pelo bandamento composicional e de segregação

metamórfica, respectivamente. Nos xistos pelíticos, a paragênese indicada por ms-qtz-bt-grt-plg marcada por uma estrutura xistosa S_1 está transposta pelo evento milonítico através do desenvolvimento de bandas de cisalhamento do tipo S/C, formando porfiroclastos de granada e muscovita *fish*. Essa paragênese anterior ao evento milonítico indica que essas rochas atingiram, no mínimo, a fácies Xisto Verde superior a Anfibolito inferior. As bordas dos gnaisses calci-silicáticos estão afetadas pelo evento milonítico, enquanto seu núcleo atua como *pods* de deformação preservando o bandamento gnáissico e a paragênese de hbl-di-ep. Essas características indicam que o evento metamórfico anterior que desenvolveu a estrutura bandada com essa paragênese seria de fácies anfibolito inferior.

Considerando que os quartzitos estejam relacionados ao ambiente de *foreland* sugerido por Pertille et al. (2015), há uma diferença em relação ao protólito dessas rochas, onde os do ponto PT-01 seriam sublitarenitos, enquanto os do ponto PT-05B seriam arenitos subarcóseos. O gráfico de Herron (1988) sugere um ambiente de margem passiva para os arenitos. Contudo, esses gráficos mostram-se limitados para definirem com exatidão o ambiente de formação. Também foi definido para os dois pontos de xistos pelíticos prováveis protólitos e ambientes tectônicos de formação. Para os xistos do ponto PT-02, foi definido como protólito um folhelho com ambiente de formação uma margem continental passiva. Para o ponto PT-08, foi definido como protólito uma *wacke* com ambiente tectônico uma margem passiva. A utilização desses gráficos deve ser levada com cautela, visto que parte-se do pressuposto que não houve grandes trocas com o ambiente em relação a seus elementos e quantidades, considerando que a composição atual refletiria a do protólito (ROLLINSON, 1993).

Há diferenças entre os xistos pelíticos da área que auxiliam na interpretação dos dados de Sm/Nd. Além da diferença entre a composição do plagioclásio (oligoclásio para PT-02B e andesina para PT-08B), ilustrando uma diferença em temperatura entre os pontos, há diferenças importantes em relação aos cristais de granada.

As quantidades maiores de biotita nas amostras do ponto PT-08 podem explicar o melhor desenvolvimento dos cristais de granada (IKEDA, 1993), na qual possui tamanhos maiores e forma menos irregular do que os cristais da amostra PT-02B. O padrão de zonação também difere, onde é possível observar um padrão normal com

empobrecimento em Mn do núcleo para a borda e enriquecimento de X_{alm} na mesma direção, enquanto na amostra PT-08 não há um padrão de zonação, caracterizando-os como homogêneos. Ikeda (1993) discute os padrões de zonação da granada, na qual sugere que a homogeneização pode ocorrer devido a condições de temperaturas mais altas, com Yardley (1977) e Woodsworth (1977) sugerindo uma temperatura em torno de 600°C para cristais de granada de 1-2 mm, algo próximo ao observado na amostra PT-08b. Além disso, é possível observar em alguns cristais de granada do ponto PT-02 um enriquecimento abrupto de Mn no limite da sua borda, mostrando condições de metamorfismo retrogressivo (WOODSWORTH, 1977; YARDLEY, 1977).

Os dados obtidos de ϵNd (-8,1 a -10,7) para os xistos pelíticos da região indicam uma assinatura isotópica crustal para as rochas fontes dos sedimentos que formaram seus protólitos. As idades T_{DM} mostram uma diferença entre de 1679 Ma (PT-02B) e 1865 Ma (PT08B), indicando que há uma diferença na contribuição da fonte. As idades obtidas para os xistos também diferem, sendo 591 ± 25 Ma para o ponto PT-02 e 696 ± 61 Ma para o ponto PT-08.

Os xistos do ponto PT-02 assemelham-se mais as amostras dos Xistos Arroio Areião da porção leste de Santana da Boa Vista obtido por Gruber et al. (2016), o que sugere uma mesma área fonte entre essas rochas e mostram valores próximos aos granitóides e gnaisses Encantadas de Chemale Jr (2000).

Os xistos do ponto PT-08 assemelham-se aos dados obtidos por Saalman, Remus e Hartmann (2006) para as rochas da porção leste de Santana da Boa Vista e que mostram, como para o ponto anterior, valores próximos aos granitóides e gnaisses Encantadas de Chemale Jr (2000).

Dado as diferenças entre os dois xistos, pode-se sugerir que os dois tenham diferenças em relação ao momento de deposição e aos eventos metamórficos de formação. É possível associar os xistos do ponto PT-08 a divisão estratigráfica proposta por Höfig et al. (2018), incluindo-os na sequência Porongos I, enquanto os xistos do ponto PT-02 a sequência Porongos II. Isso seria coerente para explicar as diferenças texturas e as idades de metamorfismo, correlacionando o ponto PT-08 a porções mais antigas e profundas da crosta que foram carregadas pelo evento de deformação milonítico que afetou a área.

Os dados obtidos nesse trabalho ajudam a enriquecer a discussão acerca da porção sul do Complexo Porongos, ainda pouco explorado como um todo. Contudo, mostra-se necessário um maior detalhamento estrutural da região para compreender a sequência das fases de deformação para correlacionar com suas demais porções.

Se faz necessário, também, um estudo mais refinado do metamorfismo da área e compará-lo a porção a leste da Bacia do Camaquã (também com escasso número de trabalhos). Esse estudo do metamorfismo pode ser refinado através de química mineral, produção de pseudoseções e maiores dados isotópicos definir idades mais precisas do metamorfismo. Por fim, o estudo de proveniência nos metassedimentos, já realizados ao longo do CP, mostra-se eficaz e de extrema importância para o seu entendimento.

6. CONCLUSÕES

- O Complexo Porongos na região de Torrinhãs é caracterizado por uma xistosidade que marca a foliação principal S_2 da área de estudo concordante com a foliação milonítica de direção NE-SW com lineação de estiramento de direção SSE a SSW de baixo a médio caimento caracterizada por uma componente oblíqua.

- O sentido de transporte associado à foliação milonítica S_2 é indicado pela foliação oblíqua e pelos porfiroclastos de plagioclásio e muscovita *fish* observados nos quartzitos, xistos pelíticos e injeções granodioríticas, evidenciando uma cinemática de topo para N-NW.

- As análises microestruturais mostram que, tanto nos xistos pelíticos e injeções granodioríticas associadas, quanto nos quartzitos da área, o evento de milonitização ocorreu a temperaturas em torno de 500° a 650° , como indicado pela recristalização do quartzo por mecanismos de rotação de subgrão (SGR) e pelos porfiroclastos de plagioclásio com caudas de deformação.

- Os dados de química de rocha total permitiram caracterizar o protólito dos metassedimentos, indicando sublitarenitos e subarcóseos para os quartzitos, folhelhos e *wackes* para os xistos pelíticos e os gnaisses calci-silicáticos, todos formados em um ambiente de margem continental passiva. Contudo, esses gráficos possuem diversas restrições quanto a preservação da composição original das rochas, não podendo obter resultados conclusivos.

- Os resultados de isótopos de Sm/Nd produziram T_{DM} de 1679 Ma e 1865 Ma e valores de ϵNd negativos entre -8,1 e -10,7 para os xistos pelíticos do ponto PT-02 e PT-08, respectivamente, o que indica que as áreas-fonte dos sedimentos possuem uma assinatura crustal. O primeiro assemelha-se com os Xistos Arroio Areião que ficam a leste de SBV e podem ter mesma rocha-fonte, enquanto o segundo assemelha-se aos metassedimentos da porção leste de SBV e podem ter mesma área fonte, sugerindo-se, assim, o Complexo Encantadas.

- A idade do metamorfismo para o ponto PT-02 é de 591 ± 25 Ma e 696 ± 61 Ma para o ponto PT-08. A partir disso, sugere-se que as rochas se formaram em eventos distintos e, junto com as características texturais, poderiam estar em posições

crustais distintas, e que a mais antiga (PT-08) pode ter sido carregada pelo evento milonítico que afetou a região.

- Estudos estruturais e metamórficos de maior detalhe mostram-se necessários, aliados a mais estudos de proveniência e isotópico, para um maior entendimento da porção sul do Complexo Porongos.

7. REFERÊNCIAS

- BAXTER, E.F.; SCHERER, E.E. Garnet Geochronology: Timekeeper of Tectonometamorphic Processes. **Elements**, [s. l.], v. 9, n. 6, p. 433–438, 2013.
- BHATIA, M.R. Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstones. **The Journal of Geology**, [s. l.], v. 91, n. 6, p. 611–627, 1983.
- CARVALHO, P.F de. Reconhecimento Geológico no Estado do Rio Grande do Sul. **Boletim do Instituto Geológico e Mineralógico do Brasil**, v. 66, p. 1-72, 1932.
- CAMOZZATO, E., LOPES, R.C., PHILIPP, R.P. Mapa Geológico da Folha Hulha Negra (SH. 22. YC-1), escala 1:100.000. **Rio de Janeiro, Programa Levantamentos Geológicos, CPRM**, v. 1, p. 128, 2012.
- CAMOZZATO, E.; LOPES, R.C.; PHILIPP, R.P. **Geologia e recursos minerais da folha Hulha Negra, SH. 22-YCI**. CPRM, 2017.
- CAMOZZATO, E.; PHILIPP, R. P.; CHEMALE JR, F. Evolução Tectônica e Geocronologia U-Pb em zircão da terminação sul do Terreno Tijucas (RS, Brasil). In: **VII Congresso Uruguayo de Geología, Montevideo, Resúmenes Extendidos**. 2013.
- CHEMALE JR, F. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. **Geologia do Rio Grande do Sul**; 2000. Porto Alegre; 2000. p. 13-52.
- DE ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: An introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1–2, p. 1–29, 1981.
- DEER W.A.; HOWIE R.A.; ZUSSMAN, J. **An introduction to rock forming minerals**. Harlow: Longman. p. 696, 1992.
- DEPAOLO, D.J. **Neodymium Isotope Geochemistry: na introduction**. Springer-Verlag, ed.1, 1988.
- DEPAOLO, D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. **Nature**, v. 291, n.5812, p.193–197, 1981.
- DICKIN, A.P. Model Ages (Sm-Nd). **Encyclopedia of Scientific Dating Methods**. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 573–576, 2015.
- DICKIN, A.P. **Radiogenic Isotope Geology**. Cambridge: Cambridge University Press. 2 ed, p. 509, 2005.

DIPIETRO, J.A. Foreland Fold and Thrust Belts. In: **Geology and Landscape Evolution**. [s.l.] : Elsevier, 2018. p. 309–340.

DREYER, T; GONZATTI, C.; TEDESCO, M.A. **Potencialidade dos quartzitos do Complexo Porongos da região de Torrinhas para seu aproveitamento na construção civil**. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2016.

FERNANDES, L.A.D., MENEGAT, R.; COSTA, A.F.U.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], v. 25, n. 4, p. 351–374, 1995.

FOSSÉN, H.; TIKOFF, B. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. **Geological Society, London, Special Publications**, [s. l.], v. 135, n. 1, p. 15–33, 1998.

FOSSÉN, H.; TIKOFF, B.; TEYSSIER, C. Strain Modeling of transpressional and transtensional deformation. **Norsk Geologisk Tidsskrift**, v. 74, n. 3, p. 134-145, 1994.

GOÑI, J.C. **Origine des roches ultrabasiqes et serpentineuses du précambrien de Rio Grande do Sul (Brésil): mode de gisement et minéralisations**. Universidade do Rio Grande do Sul, Escola de Geologia, 1962.

GRUBER, L.; PORCHER, C.C.; FERNANDES, L.A.D. Proveniência de metassedimentos das sequências Arroio Areião, Cerro Cambará e Quartzito Milonitos no Complexo Metamórfico Porongos, Santana da Boa Vista, RS. **Pesquisas em Geociências**, [s. l.], v. 38, n. 3, p. 205-224, 2011.

GRUBER, L.; PORCHER, C.C.; KOESTER, E.; BERTOTTI, A.L.; LENZ, C.; FERNANDES, L.A.D.; REMUS, M.V.D. Isotope geochemistry and geochronology of syn-depositional volcanism in Porongos Metamorphic Complex, Santana da Boa Vista antiform, Dom Feliciano Belt, Brazil: Onset of an 800 Ma continental arc. **Journal of Sedimentary Environments**, [s. l.], v. 1, n. 2, p. 196–215, 2016.

HARTMANN, L.A.; PORCHER, C.C.; REMUS, M.V.D. Evolução das rochas metamórficas do Rio Grande do Sul. **Geologia do Rio Grande do Sul**, Porto Alegre, p. 13-52, 2000.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.; COIMBRA, A. The ribeira folded belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, n. 4, p. 257-266, 1975.

HINRICHS, R. **Técnicas instrumentais não destrutivas aplicadas a gemas do Rio Grande do Sul. 2014**. IGEO/UFRGS, Porto Alegre, p. 204, 2014.

HÖFIG, D.F.; MARQUES, J.C.; BASEI, M.A.S.; GIUSTI, R.O.; KOHLRAUSCH, C.; FRANTZ, J.C. Detrital zircon geochronology (U-Pb LA-ICP-MS) of syn-orogenic basins in SW Gondwana: New insights into the Cryogenian-Ediacaran of Porongos Complex, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. **Precambrian Research**, [s. l.], v. 306, p. 189–208, 2018.

IKEDA, T. Compositional zoning patterns of garnet during prograde metamorphism from the Yanai district, Ryoke metamorphic belt, southwest Japan. **Lithos**, [s. l.], v. 30, n. 2, p. 109–121, 1993.

JOST, H.; BITENCOURT, M.F. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. **Acta Geologica Leopoldensia**, [s. l.], v. 4, n. 7, p. 27–60, 1980.

KLEIN, C.; DUTROW, B. **Manual de Ciência dos Minerais**. Bookman, 2 ed, 2011.

LUDWIG, K.R. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. **Berkeley Geochronology Center Special Publication**, v.4, p. 1-70, 2003.

MARQUES, J.C.; JOST, H.; ROISENBERG, A.; FRANTZ, J.C. Rochas metassedimentares, geologia estrutural e metamorfismo da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul - RS. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], v. 28, n. 4, p. 467–472, 1998.

MELLO, F. M. D. **Contribuição à geologia estrutural da unidade Porongos na sua localidade tipo: região de Pinheiro Machado, Rio Grande do Sul**. Dissertação (Mestrado em Ciências), Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

MELLO, F.M.; MACHADO, R; FRAGOSO CESAR A.R.S. O sistema de cavalgamentos porongos em sua localidade tipo, município Pinheiro Machado-RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37., **Boletim de Resumos Expandidos**, São Paulo:SBG, 1992.

HERRON, M.M. Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. **Journal of Sedimentary Research**, [s. l.], v. 58, n. 5, p. 820-829, 1988.

NESSE, W.D. **Introduction to Mineralogy**. Oxford University Press, 2 ed., 2011.

PASSCHIER, C.W.; TROUW, R.A.J. **Microtectonics**. Springer Science & Business Media, 2005.

PASSCHIER, C.W.; TROUW, R.A.J.; WIERSMA, D.J. **Atlas of Mylonites and related microstructures**. Springer Science & Business Media, 2010.

PERTILLE, J.; HARTMANN, L.A.; PHILIPP, R.P.; PETRY, T.S.; LANA, C.C. Origin of the Ediacaran Porongos Group, Dom Feliciano Belt, southern Brazilian Shield, with emphasis on whole rock and detrital zircon geochemistry and U–Pb, Lu–Hf isotopes. **Journal of South American Earth Sciences**, [s. l.], v. 64, p. 69–93, 2015.

PIFFNER, O.A. Thick-Skinned and Thin-Skinned Tectonics: A Global Perspective. **Geosciences**, v. 7, n. 3, p. 71, 2017.

PHILIPP, R.P.; PIMENTEL, M.M.; CHEMALE JR, F. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. **Brazilian Journal of Geology**, [s. l.], v. 46, p. 83–104, 2016.

PORCHER, C.C.; FERNANDES, L.A.D. Relações Embasamento/"Cobertura" na Porção Ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um Esboço Estrutural. **Pesquisas em Geociências**, [s. l.], v. 17, n. 1–2, p. 72, 1990.

REED, S.J.B. **Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology**. Cambridge University Press, 2 ed., 2005.

REMUS, M.V.D.; TEDESCO, M.A.; PHILIPP, R.P.; FACCINI, U.F. Evolução estrutural dos metamorfitos Porongos a sul do Rio Camaquã (RS). In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3., **Atas...**, Curitiba, v. 1, p. 223-244, 1987.

ROLLINSON, H. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**. Routledge, 1 ed., 1993.

SAALMANN, K.; GERDES, A.; LAHAYE, Y.; HARTMANN, L.A., REMUS, M.V.D.; LÄUFER, A. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. **International Journal of Earth Sciences**, [s. l.], v. 100, n. 2–3, p. 355–378, 2011.

SAALMANN, K.; REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. **Geological Magazine**, [s. l.], v. 143, n. 1, p. 59–88, 2006.

STIPP, M.; STÜNITZ, H.; HEILBRONNER, R.; SCHMID, S.M. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. **Geological Society, London, Special Publications**, [s. l.], v. 200, n. 1, p. 171–190, 2002.

VAN DER PLUIJM, B.A.; MARSHAK, S. **Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics**. New York: W.W. Norton, 2 ed., 2004.

WOODSWORTH, G.J. Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. **Canadian Mineralogist**, [s. l.], v. 15, n. 2, p. 230-242, 1977.

YARDLEY, B.W. **An Introduction To Metamorphic Petrology**. Longman Scientific & Technical, England, 1 ed., 1989.

YARDLEY, B.W. An empirical study of diffusion in garnet. **American Mineralogist**, [s. l.], v. 62, n7-8, p. 793-800, 1977.

ZAWISLAK, L.I. **Fluorescência de Raios X pela Técnica de Dispersão em Energia**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, [s. l.], 1975.

8. ANEXOS

8.1. Anexo 1

Tabela 6. Porcentagem em óxido dos pontos realizados nos cristais de plagioclásio do ponto PT-02A obtidos através de análises pontuais por EDS no MEV.

Amostra	PT-02A				
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	Total
1	62,36	23,81	4,81	8,98	99,96
2	62,34	23,72	4,71	9,18	99,95
3	62,32	23,88	4,89	8,85	99,94
4	62,04	23,93	4,85	9,14	99,96
5	62,43	23,79	4,62	9,13	99,97
6	62,58	23,79	4,62	8,97	99,96
7	62,35	23,90	4,70	9,01	99,96
8	62,41	23,87	4,68	9,01	99,97
9	62,60	23,69	4,52	9,15	99,96
10	62,54	23,79	4,54	9,09	99,96
11	62,58	23,79	4,62	8,97	99,96
12	63,54	25,92	3,47	6,06	98,99
13	62,23	23,78	4,62	9,33	99,96
14	61,99	23,74	4,40	9,79	99,92
15	62,42	23,56	4,52	9,46	99,96
16	61,91	23,86	4,78	9,40	99,95
17	62,34	23,96	4,74	8,92	99,96
18	62,32	23,90	4,77	8,95	99,94
19	62,41	23,94	4,76	8,85	99,96
20	62,60	23,88	4,59	8,89	99,96
21	62,05	23,71	4,66	9,55	99,97
22	61,87	23,86	4,78	9,45	99,96
23	63,68	23,10	3,54	8,99	99,31

8.2. Anexo 2

Tabela 7. Porcentagem em óxido dos pontos realizados nos cristais de granada do ponto PT-02B obtidos através de análises pontuais por EDS no MEV.

Amostras	PT-02B						
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	Total
Grt-01	30,85	18,15	1,63	2,58	3,71	31,15	88,08
	30,90	18,23	2,00	1,99	2,67	32,14	87,93
	30,79	18,18	1,98	1,80	2,65	32,64	88,04
	30,78	18,21	1,92	1,56	2,97	31,68	87,13
grt-04	31,10	18,22	1,84	2,86	3,65	30,21	87,87
	31,16	18,24	1,90	2,44	3,11	31,16	87,90
	31,03	18,03	1,66	1,82	3,64	31,03	86,95
Grt-05	30,85	18,14	1,69	2,69	3,92	30,68	87,97
	31,00	18,26	1,79	2,32	3,51	31,77	88,64
	30,95	18,25	1,82	2,02	3,07	32,41	88,53
grt-07	33,08	19,37	1,56	5,05	5,41	29,43	93,89
	30,16	17,62	1,21	4,79	5,46	25,96	85,19
	30,43	17,85	1,57	3,43	4,32	28,57	86,17
grt-08	30,49	17,95	1,92	2,05	2,94	30,75	86,10
	30,57	17,99	1,90	2,14	2,99	30,85	86,45
	30,49	17,93	1,83	2,19	3,03	30,95	86,42
	30,56	18,00	1,62	1,70	3,96	30,57	86,40

Tabela 8. Porcentagem em óxido dos pontos realizados nos cristais de plagioclásio do ponto PT-02B obtidos através de análises pontuais por EDS no MEV.

Amostra	PT-02B				
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	Total
1	51,93	19,83	4,00	7,48	83,24
2	50,56	19,24	3,82	7,45	81,07
3	49,72	19,06	3,90	7,06	79,74
4	54,26	20,93	4,24	7,99	87,42
5	53,82	20,51	3,98	7,87	86,18
6	54,36	20,67	4,01	7,80	86,84
7	54,06	20,73	4,08	7,81	86,68
8	53,82	20,59	4,04	7,77	86,22
9	54,48	20,62	3,94	7,96	87,00
10	53,79	20,46	3,90	7,82	85,97
11	54,49	20,82	4,05	8,17	87,53
12	55,09	21,10	3,91	8,70	88,80
13	54,89	20,72	3,97	8,32	87,90
14	53,84	20,75	4,15	8,17	86,91
15	54,23	20,84	4,12	7,76	86,95
16	54,70	20,98	4,18	7,85	87,71
17	54,07	20,74	4,12	7,66	86,59
18	54,12	20,64	3,97	7,68	86,41
19	54,47	20,81	4,09	8,38	87,75
20	53,35	20,58	4,12	8,15	86,20
21	57,59	20,89	3,20	8,13	89,81

Tabela 9. Porcentagem em óxido dos pontos realizados em muscovita e biotita do ponto PT-02B obtidos através de análises pontuais por EDS no MEV.

Amostras	PT-02B							total
	Na ₂ O	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂	FeO	
1	0,00	30,43	5,17	17,36	7,02	1,75	20,51	82,24
2	0,00	29,97	5,75	16,01	6,31	2,03	18,06	78,13
3	0,00	27,44	5,17	16,81	6,42	1,94	19,37	77,15
4	0,74	40,20	0,00	31,22	6,22	0,00	0,81	79,19
5	0,00	28,43	5,90	16,32	7,43	1,51	17,96	77,55
6	0,56	40,46	0,00	31,84	6,17	0,00	0,80	79,83
7	0,00	30,15	6,88	16,71	6,52	1,81	17,08	79,15
8	0,00	27,41	6,13	15,25	6,94	2,09	17,38	75,20
9	0,00	29,34	6,67	16,29	7,20	1,52	15,30	76,32
10	0,00	29,38	6,59	16,30	7,32	1,94	17,69	79,22
11	0,00	30,69	7,13	17,60	7,52	0,95	18,22	82,11
12	0,00	31,12	7,28	18,19	7,14	1,18	17,15	82,06
13	0,00	30,21	7,11	17,56	6,46	0,97	17,11	79,42
14	0,00	30,81	6,73	17,15	7,36	1,82	17,28	81,15
15	0,84	41,72	0,00	33,45	6,55	0,00	0,66	83,22
16	0,85	41,16	0,00	32,79	6,00	0,00	1,27	82,07
17	0,00	30,04	6,85	16,70	7,33	1,80	17,00	79,72
18	0,91	41,97	0,00	32,79	6,44	0,84	0,85	83,80
19	0,94	43,05	0,00	33,43	6,69	0,00	0,86	84,97
20	0,00	31,55	7,11	18,00	7,48	1,88	17,97	83,99
21	0,00	29,24	6,49	16,68	7,11	1,88	17,48	78,88
22	0,00	31,36	7,42	17,48	7,42	1,89	17,62	83,19
23	0,00	28,84	6,03	16,68	7,49	2,12	18,66	79,82
24	0,00	30,54	7,12	17,47	6,95	1,66	16,92	80,66
25	0,00	29,37	6,50	16,41	7,13	1,80	17,50	78,71
26	0,00	31,79	6,98	16,87	7,38	1,45	17,37	81,84
27	0,00	29,59	7,20	17,09	6,66	1,09	17,43	79,06
28	0,00	30,71	7,41	17,46	6,29	1,17	18,41	81,45
29	0,00	31,34	7,43	17,43	6,68	0,97	17,81	81,66
30	0,00	30,39	6,87	17,87	7,37	0,00	18,02	80,52
31	0,00	29,69	6,79	17,19	6,65	1,54	18,72	80,58
32	0,00	31,71	6,87	16,54	7,38	1,26	17,54	81,30
33	0,00	30,29	7,03	17,02	6,49	1,54	18,11	80,48
34	0,00	30,62	7,28	16,91	7,26	1,61	16,91	80,59
35	0,00	30,32	6,88	16,52	7,52	2,34	18,13	81,71
36	0,74	41,32	0,00	32,63	6,29	0,00	0,89	81,87
37	0,00	40,68	1,15	31,48	5,67	0,00	1,97	80,95
38	0,67	42,02	0,00	33,53	6,43	0,00	0,81	83,46
39	0,00	31,08	7,27	17,05	7,00	1,60	18,49	82,49
40	0,00	36,91	7,75	21,02	9,08	3,03	22,14	99,93
41	1,02	40,74	0,00	32,39	7,05	0,00	0,90	82,10
42	0,58	41,86	0,00	32,50	6,42	0,00	0,86	82,22
43	0,00	29,32	7,19	16,32	7,18	1,50	17,37	78,88
44	0,00	31,06	7,15	17,59	7,40	1,15	17,27	81,62
45	0,58	41,86	0,00	32,50	6,62	0,00	0,86	82,42

8.3. Anexo 3

Tabela 10. Porcentagem em óxido dos pontos realizados nos cristais de granada do ponto PT-08B obtidos através de análises pontuais por EDS no MEV.

Amostras	PT-08B						
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	Total
Grt - 03	33,69	19,47	3,36	2,10	5,65	25,32	89,59
	33,82	19,76	3,60	2,06	5,92	24,85	90,01
Grt - 04	33,82	19,74	3,36	2,06	5,50	26,10	90,58
	34,02	19,83	3,47	2,11	6,18	25,81	91,42
Grt - 01	35,80	20,81	3,61	2,23	6,75	27,71	96,91
	34,28	20,22	3,46	2,16	6,51	27,90	94,53
Grt - 05	33,83	19,47	3,76	2,17	6,76	24,20	90,19
	33,95	19,80	3,53	2,07	6,19	25,38	90,92
Grt - 06	32,93	19,91	3,37	2,18	5,95	24,01	88,35
	33,29	19,19	3,32	2,10	6,06	25,39	89,35
Grt - 09	33,11	19,28	3,25	2,16	5,66	25,15	88,61
	33,77	19,65	3,24	2,04	5,54	25,52	89,76
Grt - 02	34,30	19,82	3,47	2,08	5,71	25,97	91,35
	34,07	19,71	3,25	2,16	5,25	26,14	90,58
Grt - 07	34,31	20,04	3,51	2,12	6,05	25,31	91,34
	33,45	19,40	3,02	2,52	5,35	25,21	88,95
Grt - 08	33,38	19,39	3,26	2,03	5,69	25,19	88,94
	33,36	19,28	3,07	2,23	5,55	25,12	88,61
Grt - 10	33,73	19,69	3,48	1,99	5,91	25,18	89,98
	33,64	19,52	3,39	2,13	5,52	24,71	88,91

Tabela 11. Porcentagem em óxido dos pontos realizados nos cristais de plagioclásio do ponto PT-08B obtidos através de análises pontuais por EDS no MEV.

Amostras	PT-08B				
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	total
1	56,82	26,12	7,65	7,65	98,24
2	53,8	23,8	6,92	7,17	91,69
3	52,38	22,98	6,52	7,14	89,02
4	52,25	22,99	6,61	7,09	88,94
5	52,79	23,36	6,77	7,12	90,04
6	51,45	22,91	6,82	6,67	87,85
7	53,06	22,55	6,1	6,85	88,56
8	52,53	23,21	6,68	7,13	89,55
9	51,41	23,19	7,02	6,29	87,91
10	52,53	22,75	6,4	6,5	88,18

Tabela 12. Porcentagem em óxido dos pontos realizados em muscovita e biotita do ponto PT-02B obtidos através de análises pontuais por EDS no MEV.

Amostras	PT-08B							
	Na2O	SiO2	MgO	Al2O3	K2O	TiO2	FeO	total
1	0,00	35,07	12,51	19,20	7,99	1,89	14,12	90,78
2	0,00	34,79	11,48	19,50	8,87	1,59	15,15	91,38
3	0,00	35,98	11,11	19,58	8,66	1,69	15,75	92,77
4	0,61	43,71	0,88	34,41	8,18	0,00	0,93	88,72
5	0,00	30,30	9,18	16,21	7,86	1,76	16,35	81,66
6	0,77	43,96	1,00	34,15	7,23	0,00	1,55	88,66
7	0,00	34,95	10,24	17,80	7,22	0,78	14,98	85,97
8	0,00	32,28	9,84	17,83	7,40	0,85	18,47	86,67
9	0,97	43,31	1,05	33,87	8,66	0,76	1,20	89,82
10	0,00	33,02	9,14	18,07	7,97	1,95	16,67	86,82
11	0,82	42,16	0,00	33,25	8,58	0,00	0,89	85,70
12	0,00	33,03	10,97	17,78	7,42	1,00	15,59	85,79
13	0,00	32,89	10,85	14,94	8,22	1,93	14,78	83,61
14	0,88	42,89	1,08	33,54	8,29	0,00	1,01	87,69
15	0,99	42,70	1,23	32,90	8,48	0,00	1,46	87,76
16	0,00	32,10	10,75	17,14	7,39	2,86	14,10	84,34
17	1,00	41,67	0,94	32,57	8,44	0,00	1,15	85,77
18	0,67	42,60	0,87	33,31	7,37	0,00	0,89	85,71
19	0,82	44,01	1,00	33,73	6,98	0,00	1,24	87,78
20	0,00	32,99	9,91	18,32	7,99	1,24	15,17	85,62
21	0,00	36,05	10,93	19,51	7,83	1,23	15,44	90,99
22	0,73	43,84	0,92	34,18	6,87	0,00	1,54	88,08
23	0,76	43,44	0,00	34,18	6,93	0,00	1,18	86,49
24	0,72	43,51	0,00	33,98	7,02	0,00	0,88	86,11
25	1,02	41,44	0,00	32,84	8,35	0,00	0,75	84,40
26	1,07	41,37	1,32	32,63	8,15	0,00	1,55	86,09
27	0,78	41,34	1,19	34,11	7,98	0,00	0,97	86,37
28	0,89	41,96	0,00	33,14	8,26	0,00	0,65	84,90
29	0,73	43,01	0,98	33,06	7,15	0,00	0,90	85,83

8.4. Anexo 4

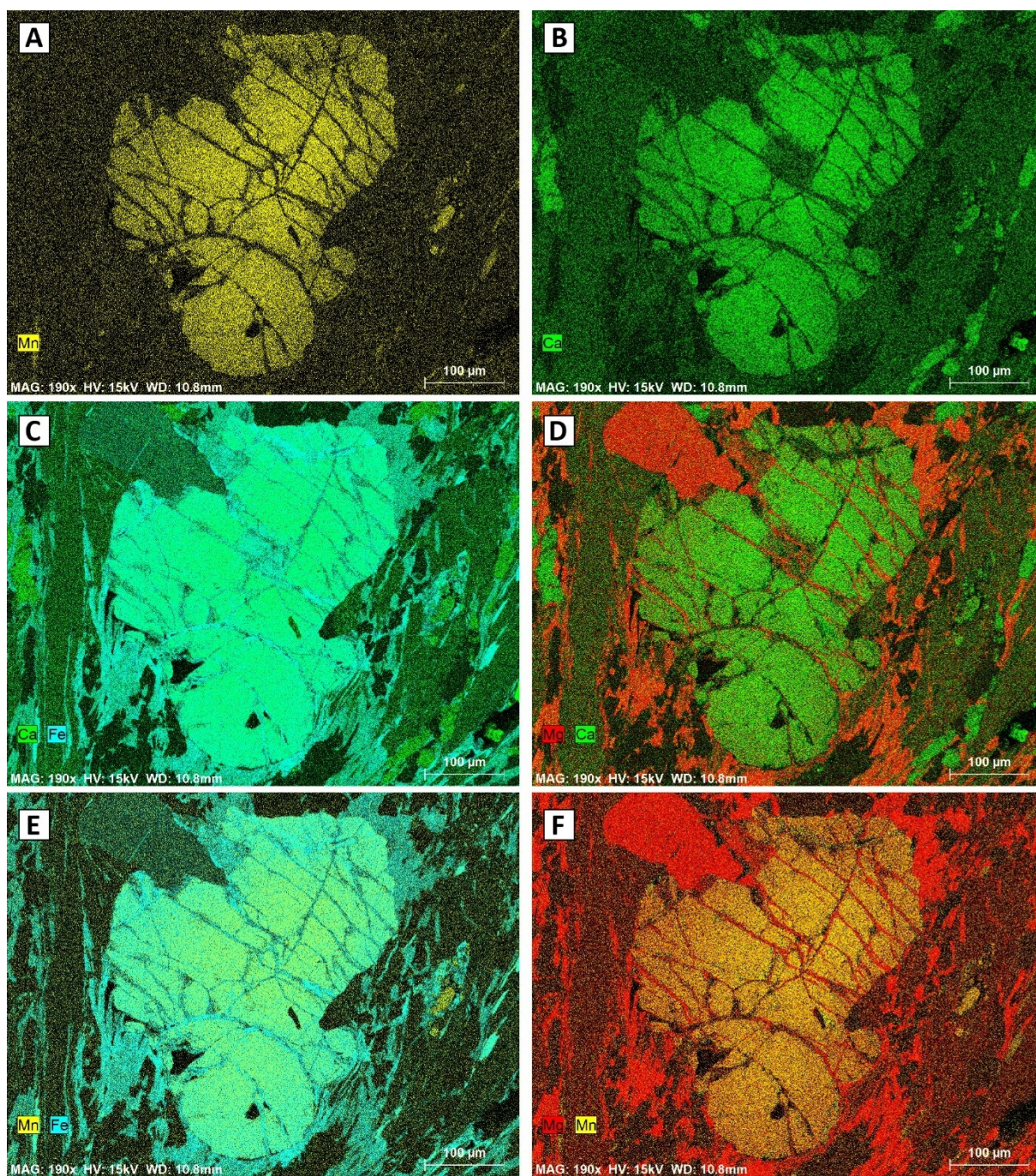


Figura 33. Mapas composicionais de granada da amostra PT-02B com os elementos indicados em cada imagem e com a discussão das variações no capítulo 4.4.

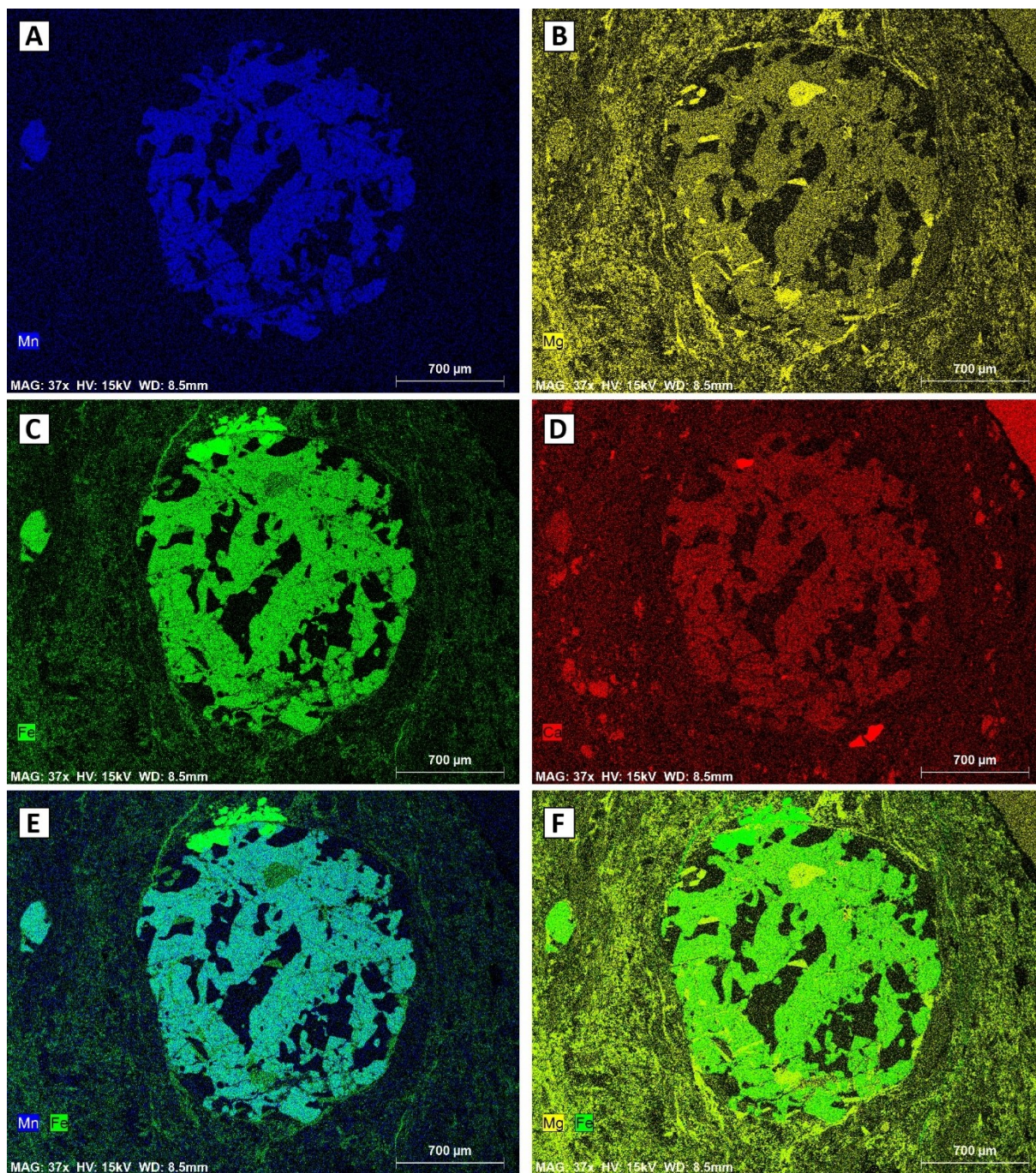


Figura 34. Mapas composicionais de granada da amostra PT-02B com os elementos indicados em cada imagem e com a discussão das variações no capítulo 4.4.