



ELISA OLIVEIRA DA COSTA

**GEOTERMOBAROMETRIA E ESTRUTURA DOS PARAGNAISSES PELÍTICOS
DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA NA REGIÃO DE ENCRUZILHADA
DO SUL, RS**

PORTO ALEGRE

2018

ELISA OLIVEIRA DA COSTA

**GEOTERMOBAROMETRIA E ESTRUTURA DOS PARAGNAISSES PELÍTICOS
DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA NA REGIÃO DE ENCRUZILHADA
DO SUL, RS**

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

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Maria de Fátima Bitencourt
Supervisor: Msc. Giuseppe Betino De Toni

PORTO ALEGRE

2018

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

Costa. Elisa Oliveira da

Geotermobarometria e estrutura dos Paragnaisses Pelíticos do Complexo Várzea do Capivarita na região de Encruzilhada do Sul, RS. / Elisa Oliveira da Costa. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2018.

[88 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, 2018.

Orientadores: Maria de Fátima Bitencourt

1. Modelagem Termodinâmica. 2. Geologia Estrutural. 3. Petrologia Metamórfica . 4. Migmatitos. 5. Exumação I. Título.

CDU 550.8

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

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **GEOTERMOBAROMETRIA E ESTRUTURA DOS PARAGNAISSES PELÍTICOS DO COMPLEXO VÁRZEA DO CAPIVARITA NA REGIÃO DE ENCRUZILHADA DO SUL, RS**, elaborado por ELISA OLIVEIRA DA COSTA, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof.^a. Msc. Andrea Sander

Prof. Dr. Edinei Koester

Dr.^a. Larissa Carniel

Dedico este trabalho a todos os
professores que tive.

AGRADECIMENTOS

Penso que o primeiro agradecimento de qualquer trabalho deve ser para aqueles que mais contribuíram para que ele seu autor se apaixonar pelo tema. Neste caso, agradeço primeiro a todos os bons professores que tive até agora, desde os professores do maternal, passando por aqueles do fundamental e do ensino médio, que me fizeram uma pessoa que ama aprender, e segundo a todos os professores da graduação que me passaram muito conhecimento e também paixão por entender a terra!

Dentre esses professores agradeço principalmente a minha orientadora, Fátima, pelas muitas discussões e orientações. Também agradeço pela participação no grupo de pesquisa Magmatismo Sintectônico, que além de ser minha base teórica também é composto por amigos muitos queridos. Agradeço muito a oportunidade de aprender com todos vocês! Em especial, uma muito obrigada ao meu supervisor Giuseppe pelas muitas discussões, correções e ajudas diversas. Também agradeço em especial a Duda, que desde o mapeamento vem sofrendo junto comigo, mas de uma forma mais intensa e perfeccionista, e ao Victor que muito aguentou minhas lamúrias e laricas de paçoca e café. Também queria deixar registrado a ajuda da Fran, Matheus, Stéphanie, Dionatan e Pedrinho que foram fundamentais, obrigada pelo tempo dedicado para me ajudar nas análises petrográficas, correções, e/ou para explicar algum conceito ou discutir algum detalhe. Obrigada!

Outras pessoas fundamentais foram certamente meus amigos queridos durante a graduação. Poderia citar muitos nomes, mas vou me ater a minha faixa de mapeamento, Maurício, Duda e Priscila. Em especial, obrigada Mauris por me aguentar desde a primeira semana do primeiro semestre até agora! Espero que ainda nos aguentemos até a última semana do doutorado. A todos os amigos da /13 e aqueles que vou me graduar junto também quero dizer que foi um prazer imenso.

Por fim, agradeço a minha família. Pai, mãe e mana, muito obrigado por segurar essa barra que foi me ajudar a ficar aqui em Porto Alegre e também por aguentar todos os meus estresses durante a graduação. Tia Jane e tia Inês, e respectivos tios, obrigada pelas moradias que me permitiram ter essa experiência. Vocês todos foram essências. Vou ser eternamente grata com vocês e também eternamente vou me forçar para poder retribuir para outras pessoas do mesmo modo que vocês fizeram pra mim!

Muito obrigada!

"Ninguém ignora tudo. Ninguém sabe tudo. Todos nós sabemos alguma coisa. Todos nós ignoramos alguma coisa. Por isso aprendemos sempre".

Paulo Freire

RESUMO

Localizado na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense, o Complexo Várzea do Capivarita (CVC) é uma das unidades de embasamento do Batólito Pelotas. Congrega ortognaisses tonalíticos e paragnaisses calciossilicáticos e pelíticos, metamorfizados há *ca.* 650Ma (U-Pb em zircão), além de sienitos sintectônicos. Devido a divergência de trabalhos anteriores acerca das condições geotermobarométricas registrados nos gnaisses pelíticos e também as diferentes interpretações sobre as estruturas na região de estudo, o objetivo deste trabalho foi caracterizar a deformação e o metamorfismo registrados nos gnaisses pelíticos do CVC, próximos a Encruzilhada do Sul. Uma importante premissa foi o desenvolvimento de domínios composicionais subsaturados em sílica (Crd-Sil-Hc-Ilm-Gt-Bt-Pl-Kfs), os quais registrariam condições diferentes daquelas registradas pela paragênese principal (Gt-Bt-Qz-Pl-Kfs-Op-Sil-Crd). A metodologia para caracterizar as estruturas, baseou-se em observações de campo, bem como na coleta de dados estruturais e tratamento dos dados em *softwares* gráficos. Para caracterização do metamorfismo utilizou-se amostragem, petrografia, geoquímica de rocha total e química mineral para modelagem termodinâmica de pseudosseções. Os resultados de geologia estrutural mostraram estruturas ligadas a D₁ as quais corroboram com a interpretação de uma sinforme com eixo de baixo caimento mergulhando para SW. Durante o trabalho de campo e as análises petrográficas observou-se evidências de fusão parcial em proporções relevantes: injeções leucograníticas milimétricas a decimétricas (por vezes pouco contínuas), *melt films*, *melt pockets*, e texturas equigranulares alotriomórficas. Tais resultados permitem sugerir que as litologias usualmente descritas como gnaisses pelíticos do CVC na região de Encruzilhada sejam melhor descritas como metatexitos estromáticos. Dados de química mineral e geoquímica de rocha total foram utilizados para a modelagem termodinâmica das amostras EE-15C (~800 °C / 5,5-2,5 kbar), EE-12A (760-800 °C / 3,4-4,6 kbar) e para a paragênese principal da amostra PEP-4128C (800-810 °C / ~4,5 kbar), enquanto que mapas composicionais quantitativos e química mineral permitiram calcular condições de 830-850 °C e 2,6-3 kbar para o domínio composicional. Conclui-se que os gnaisses pelíticos/metatexitos estromáticos do CVC sofreram uma exumação (~16 km / 4,5 kbar para ~10km / 2,6 kbar) sob condições aproximadamente constantes de temperatura (~800 °C), os quais indicam uma exumação isothermal provavelmente ligada a processos de advecção durante a orogênese. Esta interpretação é preferida devido ao contexto geológico do CVC que se encontra dentro do Batólito Pelotas.

Palavras-Chave: Modelagem Termodinâmica, Geologia Estrutural, Petrologia Metamórfica, Migmatitos, Exumação.

ABSTRACT

Localized in the Escudo Sul-rio-grandense Shield eastern portion, the Várzea do Capivarita Complex (VCC) is one of the Pelotas Batholith basement units. It congregates tonalitic orthogneisses, and pelitic and calcisilicate paragneisses with metamorphism dated ca. 650Ma (U-Pb in zircons), and also the Capivarita Anorthosite and syntectonic syenites. This work objectives was to characterize the deformation and metamorphism registered in the pelitic paragneisses near Encruzilhada do Sul, because literature data diverge in respect to the geotermobarometry registered in this lithology and also because different structures were interpreted in the studied region. An important premiss was the development of compositional domains undersaturated in sílica (Crd-Sil-Hc-Ilm-Gt-Bt-Pl-Kfs), which supposedly registered different conditions than those registered in the main paragenesis (Gt-Bt-Qz-Pl-Kfs-Op-Sil-Crd-L). As a methodology to characterize the structures, it was done fieldwork to measure structural data and graphical softwares were used to represent them. Metamorphism characterization was made by sampling, thin section description, whole rock geochemistry and mineral chemistry for thermodynamic modelling (pseudosection). Structural geology data showed structures related to D1 which corroborate to the interpretation of a sinform fold with axis gently dipping towards SW. During fieldwork and petrographic analysis it was observed relevant proportions of partial melting evidences such as: milimetric to decametric leucogranitic injections (sometimes discontinuous), *melt films*, *melt pockets*, and equigranular halotriomorphic textures. These results allow to suggest that the lithologies usually described as VCC pelitic gneisses near Encruzilhada could be better described as stromatic metatexites. Mineral chemistry and whole rock geochemistry were used to make the thermodynamic modeling of samples EE-15C (~800 °C / 5,5-2,5 kbar), EE-12A (760-800 °C / 3,4-4,6 kbar) and for the main paragenesis of sample PEP-4128C (800-810 °C / ~4,5 kbar), while quantitative compositional maps and mineral chemistry allowed to calculate conditions of 830-850 °C e 2,6-3 kbar for the compositional domain. It was concluded that the CVC pelitic gnaisses/stromatic metatexites registered exhumation (~16 km / 4,5 kbar para ~10 km / 2,6 kbar) under approximately constant temperatures (~800 °C), which indicate an isothermal exhumation probably linked to advective processes during orogenesis. This interpretation is preferred due to the VCC geological context in the Pelotas Batholith.

Keywords: Thermodynamic Modelling, Structural Geology, Metamorphic Petrology, Migmatites, Exhumation.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** - Localização e rodovias de acesso a área de estudo no estado do Rio Grande do Sul partindo de Porto Alegre, à esquerda. À direita, articulação das folhas circunvizinhas a folha utilizada neste trabalho. 16
- Figura 2** - Reconstrução da distribuição dos crátons e cinturões orogênicos envolvidos na aglutinação do oeste de Gondwana mostrando o contexto geotectônico da área de interesse (em vermelho). Cinturões orogênicos: A = Araçuaí; B = Brasília; D = Damara; DF = Dom Feliciano; G = Gariep; K = Kaoko; R = Ribeira; S = Saldania; Wc = Oeste Do Congo. 21
- Figura 3** - Mapa geológico simplificado dos Escudos Uruguaio, Sul-rio-grandense e Catarinense, mostrando em vermelho o Batólito Pelotas, umas das unidades do Cinturão Dom Feliciano, e onde se localiza o Complexo Várzea do Capivarita. 21
- Figura 4** - Mapa das áreas de afloramento do Complexo Várzea do Capivarita, mostrando também as áreas com estudos já publicados e seus respectivos autores, e a área de estudo deste trabalho nos arredores da cidade de Encruzilhada do Sul. 25
- Figura 5** - Fluxograma mostrando o desenvolvimento da metodologia empregada neste trabalho. Durante cada etapa de ação foram realizados métodos, os quais foram fundamentais para a realização de métodos da etapa seguinte ou do cumprimento dos objetivos específicos. 28
- Figura 6** - **a)** Pseudosseção verdadeira, onde o eixo X é temperatura e o eixo Y pressão, e cada campo mostra uma paragênese teórica. **b)** Bolas pretas representam o primeiro nível de cálculos, onde a paragênese em equilíbrio será calculada para cada vértice desse “ponto”. **c)** Para aquelas bolas pretas que tiveram divergência da paragênese estável, o software adensa a malha de pontos próximo a ele. **d)** Pseudosseção calculada, a qual nunca será igual a pseudosseção verdadeira..... 32
- Figura 7** - Diagrama esquemático de um espectrômetro de fluorescência de raios X. 34
- Figura 8** - Diagrama esquemático da microsonda eletrônica. 35

- Figura 9** – **a)** Vista do afloramento EE-10, onde se observa o gnaissé pelítico (preto) com injeções leucograníticas em sua maioria descontínuas. **b)** Detalhe do afloramento EE-12, onde observa-se que a injeção forma um bolsão.....37
- Figura 10** – Projeções estereográficas de hemisfério inferior na rede de Schmidt. **a)** Polos dos planos de bandamento metamórfico (S_1). **b)** Atitudes de lineações minerais e de estiramento (L_1).....38
- Figura 11** - Mapa com disposição das estruturas lineares e planares medidas.....38
- Figura 12** - Localização e assembleias minerais das lâminas delgadas descritas.....40
- Figura 13** – **a)** Amostra EE-10B onde se observam injeções concordantes e por vezes dobradas. **b)** Detalhe da amostra EE-10E mostrando o contraste entre uma injeção decimétrica com pequenas injeções não contínuas e centimétricas no gnaissé. **c)** Detalhe da amostra PEP-9041C onde observam-se grandes proporções de injeções deformadas. **d)** Detalhe da amostra EE-10A, onde observam-se as injeções boudinadas.41
- Figura 14** - **a)** Amostra PEP-4128C, onde é possível ver o contraste entre as bandas melanocráticas com bandas leucocráticas e as porções com textura equigranular mais grossa. **b)** Lâmina petrográfica, escaneada em luz polarizada com nicóis cruzados, tracejado em vermelho porções com textura ígnea e onde é possível ver o contraste entre as bandas. Largura da lâmina = 4.5 cm x 2.5 cm.....42
- Figura 15** - **a)** Detalhe da banda leucocrática composta principalmente por Qz-Pl-Kf-Bt, onde se observam raros contatos poligonais preservados. **b)** Detalhe da banda leucocrática com indicações de regiões com *melt films* ou *melt pockets*. **c)** Quartzo com padrão de extinção em tabuleiro de xadrez nas injeções. **d)** Detalhe de uma região de domínio composicional composto principalmente por Crd-Hc-Sil-Ilm, e também por Kfs-Pl-Bt-Gt.....43
- Figura 16** - **a)** Contraste entre as injeções (porção central-superior) e as bandas melanocráticas (porção inferior), e presença de granadas dessas bandas estarem no limite com as injeções. **b)** Mesma região da figura 15a, entretanto, sob luz polarizada, onde é possível verificar a textura equigranular alotriomórfica mais grossa em contraste a textura metamórfica mais fina e equidimensional das bandas melanocráticas.....44

- Figura 17** - **a)** Contraste entre as bandas leucocráticas com textura mais grossa e melanocráticas com textura mais fina da amostra EE-12A. **b)** Detalhe de uma banda melanocrática composta por Bt-Sil-Gt. **c)** Detalhe das bandas leucocráticas, onde é possível ver grande variação granulométrica. **d)** Detalhe de quartzo estirado com extinção em padrão tabuleiro de xadrez.....46
- Figura 18** - **a)** Porções com textura granoblástica poligonal preservada. **b)** Regiões com *melt films* indicados.47
- Figura 19** - Amostra EE-15C onde é possível ver o contraste de textura entre as bandas leucocráticas (mais grossas) e melanocráticas (mais finas) e o fato das bandas por vezes não serem contínuas.48
- Figura 20** - **a)** Detalhe das bandas melanocráticas compostas principalmente por Gt-Bt-Pl. **b)** Detalhe das bandas leucocráticas compostas por Pl-Kfs-Qz e raros cristais de Gt e Bt, e onde observa-se textura iniquigranular alotriomórfica.....49
- Figura 21** - Composição dos cristais de plagioclásio analisados.....53
- Figura 22** - Classificação dos cristais de granada analisados.54
- Figura 23** - Área da lâmina PEP-4128C com o domínio composicional (Hc-Crd-Sil-Ilm-Bt-Pl-Kfs) onde foi obtido o mapa composicional quantitativo obtido na Microsonda Eletrônica com a área do mapa 1 tracejada em vermelho.....55
- Figura 24** - Mapa composicional qualitativo do domínio composicional.56
- Figura 25** - Pseudosseção modelada a partir da geoquímica de rocha total da amostra PEP-4128C.57
- Figura 26** - Isoplelas utilizadas para restringir as condições geotermobarométricas da amostra PEP-4128C.....58
- Figura 27** - **a)** Área de sobreposição das isoplelas da amostra PEP-4128C. **b)** Área de sobreposição das isoplelas sob a pseudosseção.....59
- Figura 28** - Pseudosseção modelada a partir da composição do domínio composicional composto por principalmente por Crd-Hc-Sil-Ilm da amostra PEP-4128C..... 60

- Figura 29** - Isoplelas utilizadas para restringir as condições geotermobarométricas do domínio composicional da amostra PEP-4128C. 61
- Figura 30** - **a)** Sobreposição das isoplelas e área de sobreposição das mesmas. **b)** Área de sobreposição das isoplelas sob a pseudosseção. 62
- Figura 31** - Pseudosseção modelada a partir da geoquímica de rocha total da amostra EE-12A. 63
- Figura 32** - Isoplelas utilizadas para restringir as condições geotermobarométricas da amostra EE-12A. 64
- Figura 33** – **a)** Sobreposição das isoplelas calculadas para a amostra EE-12A com a área de sobreposição indicada. **b)** Pseudosseção da amostra EE-12A com a área de sobreposição das isoplelas restringido para campos onde há sillimanita (em vermelho) e para a paragênese com ilmenita (preto tracejado). 65
- Figura 34** - Pseudosseção modelada a partir da geoquímica de rocha total da amostra EE-15C. 66
- Figura 35** - Isoplelas utilizadas para restringir as condições geotermobarométricas da amostra EE-15C. 67
- Figura 36** - **a)** Sobreposição das isoplelas calculadas para a amostra EE-15C com a área de sobreposição indicada. **b)** Pseudosseção da amostra EE-12A com a área de sobreposição das isoplelas restringido para campos onde não há sillimanita (em vermelho) e para a paragênese com ilmenita (preto tracejado). 68
- Figura 37** – Mapa geológico com indicação das interpretações de trabalhos da literatura acerca das estruturas registradas no Complexo Várzea do Capivarita próximo à região de Encruzilhada do Sul. 70
- Figura 38** - Trajetória P-T sugerida com base nos dados geotermobarométricos obtidos. 73

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Compilação de dados geocronológicos do CVC.....	23
Tabela 2 - Localização e assembleia mineral das lâminas petrográficas analisadas.....	39
Tabela 3 - Resultados das análises de geoquímica de rocha total.....	50
Tabela 4 - Resultados de química mineral para amostra PEP-4128C.....	51
Tabela 5 - Resultados de química mineral para as amostras EE-15C e EE-12A.....	52
Tabela 6 - Composição de diferentes áreas do mapa composicional quantitativo do domínio composicional.....	55

ABREVIACÕES

CDF – Cinturão Dom Feliciano

CVC - Complexo Várzea do Capivarita

FPM – Falha Passo do Marinheiro

ZCPC – Zona de Cisalhamento Passo das Canas

ZCTDC - Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu

X_{An} – Teor de Anortita – $Ca/(Na+Ca)$

X_{Mg} - Teor de Magnésio – $Mg/(Fe+Mg)$

X_{Gros} - Teor de Grossulária – $Ca/(Fe+Mg+Ca+Mn)$

X_{Sp} - Teor de Espessartita – $Mn/(Fe+Mg+Ca+Mn)$

X_{Py} - Teor de Piropo – $Mg/(Fe+Mg+Ca+Mn)$

X_{Alm} - Teor de Almandina – $Fe/(Fe+Mg+Ca+Mn)$

Abreviações dos nomes das espécies minerais – Apêndice A

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	16
1.1. Localização da Área de Estudo	16
1.2. Problemas	16
1.3. Premissas e Hipóteses	17
1.4. Objetivos.....	19
1.5. Justificativa	19
2. REFERÊNCIAL TEÓRICO	20
2.1. Contexto Geológico Regional.....	20
2.2. Complexo Várzea do Capivarita	22
2.3. Migmatitos.....	26
3. METODOLOGIA.....	28
3.1. Etapa de Pré-campo	29
3.2. Etapa de Campo	29
3.3. Etapa de Pós-campo	29
3.3.1. <i>Tratamento dos Dados Estruturais de Campo.....</i>	<i>29</i>
3.3.2. <i>Petrografia</i>	<i>30</i>
3.3.3. <i>Pseudosseção.....</i>	<i>30</i>
4. RESULTADOS	36
4.1. Geologia Estrutural	36
4.2. Petrografia.....	39
4.2.1. <i>PEP-4128C.....</i>	<i>41</i>
4.2.2. <i>EE-12A</i>	<i>45</i>
4.2.3. <i>EE-15C</i>	<i>48</i>
4.3. Geoquímica de Rocha Total.....	50
4.4. Química Mineral.....	51
4.5. Pseudosseção	56
4.5.1. <i>PEP-4128C.....</i>	<i>56</i>
4.5.2. <i>EE-12A</i>	<i>63</i>
4.5.3. <i>EE-15C</i>	<i>66</i>
5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	69
5.1. Geologia Estrutural	69

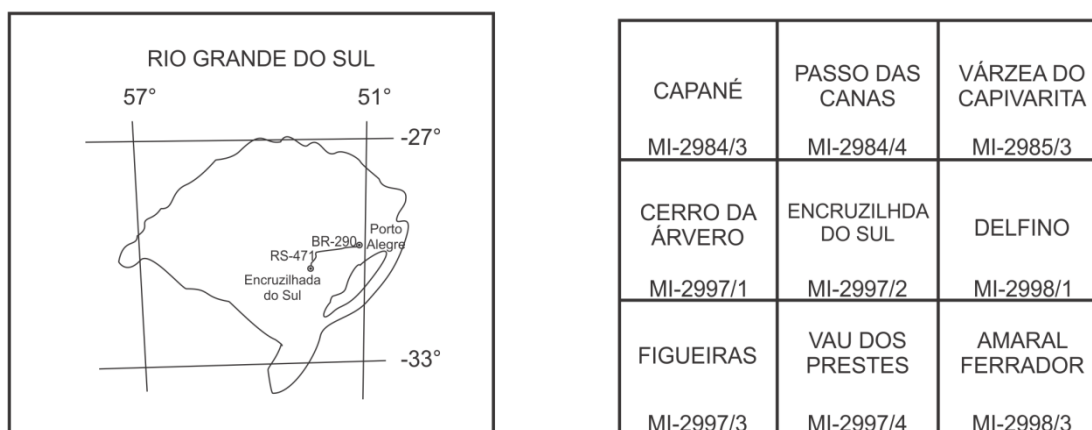
5.2. Petrografia.....	70
5.3. Geotermobarometria.....	71
6. CONCLUSÕES.....	76
REFERÊNCIAS	77
APÊNDICES	82

1. INTRODUÇÃO

1.1. Localização da Área de Estudo

A área de estudo localiza-se nos arredores da cidade de Encruzilhada do Sul, porção centro-leste do estado do Rio Grande do Sul (Figura 1). Para o acesso a cidade partindo do município de Porto Alegre, deve-se usar a BR-290 no sentido SW e na cidade de Pântano dobrar para S na RS-471 até a cidade de Encruzilhada do Sul. A carta topográfica utilizada para a área de estudo trata-se da folha SH.22-Y-A-WI-2 MI-2997/2 na escala 1:50.000 produzido pela Diretoria de Serviço Geográfico do Ministério do Exército com primeira impressão em 1979.

Figura 1 - Localização e rodovias de acesso a área de estudo no estado do Rio Grande do Sul partindo de Porto Alegre, à esquerda. À direita, articulação das folhas circunvizinhas a folha utilizada neste trabalho.



Fonte: Folha SH.22-Y-A-WI-2 MI-2997/2 produzido pela Diretoria de Serviço Geográfico do Ministério do Exército (1979).

1.2. Problemas

O Complexo Várzea do Capivarita (CVC) aflora, principalmente, nos arredores de Encruzilhada do Sul. Constitui parte do embasamento do Batólito Pelotas no Escudo Sul-rio-grandense e congrega ortognaisses tonalíticos, paragnaisses pelíticos e calciossilicáticos, além de sienitos sintectônicos. As litologias metamórficas do CVC foram intercaladas tectonicamente durante o ciclo Brasileiro/Pan-africano em um regime transpressivo e

registram paragêneses típicas da fácies granulito com metamorfismo de idade Neoproterozóica, de *ca.* 650 Ma (U-Pb em zircão; MARTIL, 2016).

A litologia de interesse deste projeto, os paragneisses pelíticos do CVC, foram descritas por diversos autores (FRANTZ et al., 1984; UFRGS, 2009, 2010, 2011; SILVA et al., 2002; GROSS et al., 2006; BOM, 2011; BOM et al., 2014). Em resumo, os gnaisses pelíticos têm granulometria fina a média e bandamento milimétrico irregular, além de apresentar eventuais feições de fusão parcial (L). A paragênese do metamorfismo progressivo é composta por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, granada, cordierita, sillimanita e hercinita.

Trabalhos acerca das condições de pressão e temperatura do CVC obtiveram resultados diversos. Silva et al. (2002) e Gross et al. (2006) utilizaram o *software* TERMOCALC, o qual calcula as condições de equilíbrio para diferentes pares de geotermômetros, e obtiveram condições 730-800°C e 3-4kbar. Com base na paragênese identificada e também em trabalhos anteriores (PHILIPP e CAMOZZATO, 2009; PHILIPP et al., 2013), BOM et al., (2014) descreve condições de 850-1000 °C e 6-10 kbar, enquanto Philipp et al., (2016) indicam condições de 720–820 °C e 8-9 kbar.

Quanto a geologia estrutural, o CVC registra dois eventos deformacionais (D_1 e D_2) segundo Fernandes *et al.*, (1992). O primeiro caracterizado por um regime tectônico do tipo cavalgamento, onde a foliação S_1 é sub-horizontal com uma lineação de estiramento, L_{x1} de alta obliquidade. O segundo evento é caracterizado pela atividade de uma zona de cisalhamento oblíqua com cinemática dextral, registrado na S_2 , com mergulho sub-vertical, e L_{x2} de baixa obliquidade (MARTIL, 2016).

Trabalhos quanto a geologia estrutural do CVC na área de estudo apresentam breves diferenças. UFRGS (2010) descreve quatro domínios estruturais, três destes relacionados a uma dobra sinforme com eixo com caimento para SW e o quarto apresenta estruturas rotacionadas pela atividade da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC). Bom *et al.* (2014) também descreve o predomínio das estruturas relacionadas a D_1 , entretanto, este identifica quatro dobras na região de estudo deste projeto.

1.3. Premissas e Hipóteses

A revisão bibliográfica mostra que ainda faltam dados para um entendimento conciso acerca dos paragnaisse pelíticos do CVC. Quanto à caracterização petrográfica dos paragnaisse pelíticos, a bibliografia revela divergências quanto às condições geotermobarométricas registradas nessa litologia. A hipótese levantada é de que os gnaisse pelíticos podem registrar duas condições geotermobarométricas distintas, uma registrada principalmente em domínios composicionais compostos predominantemente por cristais de cordierita com inclusões de hercinita (gerando assim um domínio composicional), e outra nas demais paragênese descrita para o CVC.

A premissa desta hipótese baseia-se nas descrições petrográfica de Gross et al. (2006) e Philipp et al. (2016), os quais relatam a hercinita sempre como inclusões na cordierita. O desenvolvimento de domínios sub saturados em sílica em granulitos félsicos é descrito no trabalho de Tajčmanová et al. (2007), onde os autores descrevem o desenvolvimento destes domínios e concluem que estes registram condições diferentes da assembleia mineral principal.

Com base nestas mesmas premissas Skagseth (2016) modelou as condições geotermobarométricas para o gnaisse Chafalote, análogo ao CVC no Uruguai. O gnaisse Chafalote apresenta texturas semelhantes ao CVC e, devido a interpretação da existência do domínio composicional, a autora modelou as condições de pressão e temperatura para cada um dos dois domínios produzindo pseudosseções distintas no *software* Perple_X, uma com base na geoquímica de rocha total e outra estimando a composição do domínio com cordierita e hercinita. Assim, propõe-se repetir a metodologia empregada por Skagseth (2016) nos gnaisse pelíticos do CVC afim de determinar adequadamente as condições de pressão e temperatura registradas.

Quanto à geologia estrutural, a hipótese é que com novos dados estruturais para a região, mais estruturas relacionadas a D₂ serão observadas. Esta hipótese se baseia nas diferentes distribuições das estruturas do CVC interpretadas na literatura (UFRGS, 1992, 2010; BOM et al., 2014) e no mapeamento estrutural em detalhe realizado por Martil (2016) no CVC, na Folha Passo das Canas, onde ocorre o predomínio das estruturas ligadas a D₂. Espera-se ainda verificar se os dobramentos de Bom et al. (2014) ou UFRGS (2010) são coerentes.

1.4. Objetivos

O objetivo geral da pesquisa foi caracterizar as fases de deformação e metamorfismo registradas nos paragnaisses pelíticos do Complexo Várzea do Capivarita, na região da Folha Encruzilhada do Sul. Tal objetivo geral foi alcançado com o comprimento dos seguintes objetivos específicos:

- (1) descrever as estruturas do CVC na região de Encruzilhada do Sul;
- (2) determinar a(s) paragênese(s) dos paragnaisses pelíticos do CVC;
- (3) modelar as condições geotermobarométricas registradas nessa litologia.

1.5. Justificativa

O presente trabalho se propõe a fornecer dados estruturais, e uma caracterização petrográfica e metamórfica concisa para uma das unidades do embasamento do Cinturão Dom Feliciano. Entende-se que apenas com estudos cada vez mais detalhados será possível avançar no entendimento que se tem dessa orogenia. Assim sendo, o presente trabalho tem como justificativa contribuir para o conhecimento acadêmico quanto a evolução do Cinturão Dom Feliciano por meio de detalhamento de uma de suas unidades, o Complexo Várzea do Capivarita.

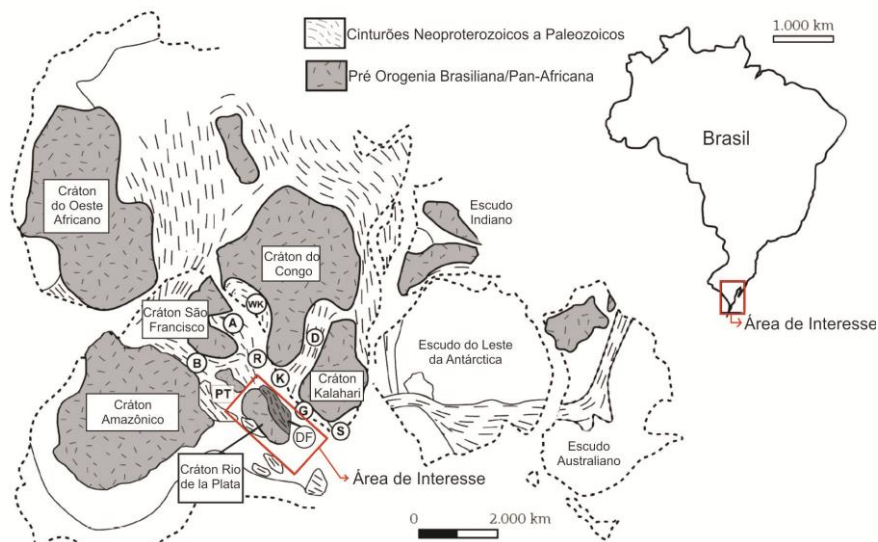
2. REFERÊNCIAL TEÓRICO

2.1. Contexto Geológico Regional

A unidade em estudo pertence à Província Mantiqueira, uma faixa móvel Neoproterozóica com direção NE-SW formada devido a aglutinação da porção oeste de Gondwana (ALMEIDA *et al.*, 2000). Tal província compreende os cinturões orogênicos Dom Feliciano, Ribeira e Araçuaí na América do Sul, sendo que a unidade de interesse se localiza no Cinturão Dom Feliciano (CDF; Figura 2). Por sua vez, o CDF se estende do Escudo Catarinense ao Uruguai, passando pelo Escudo Sul-riograndense (Figura 3), onde é dividido de oeste para leste em Terrenos São Gabriel e Tijucas, e Batólito Pelotas.

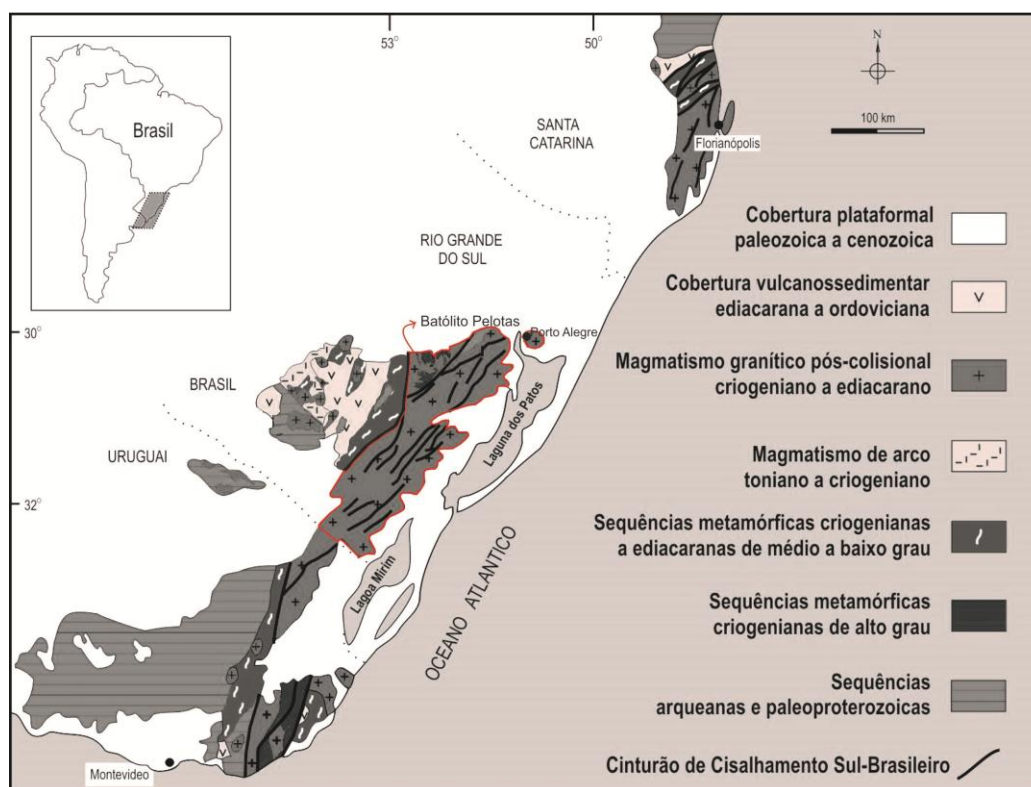
Neste contexto, o Complexo Várzea do Capivarita constitui parte do embasamento do Batólito Pelotas. O Batólito Pelotas durante o Ciclo Brasileiro/Pan-Africano, registra um magmatismo de arco de 800 a 780 Ma (MARTIL *et al.*, 2017; KOESTER *et al.*, 2016) seguido por um evento colisional com pico metamórfico em ~650 Ma (MARTIL, 2016) e amplo magmatismo pós-colisional (640–580 Ma – BITENCOURT e NARDI, 1993). Por sua vez, o CVC apresenta ortognaisses tonalíticos a graníticos com assinatura de arco magmático maduro de *ca.* 780 Ma e paragnaisses com proveniência indicativa de caráter vulcano-sedimentar, contribuindo para uma relação co-genética entre estas litologias do complexo (MARTIL, 2016). O CVC também congrega sienitos sintectônicos relacionados ao Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro (NIESSING *et al.*, 2008; DE TONI *et al.*, 2016).

Figura 2 - Reconstrução da distribuição dos crátões e cinturões orogênicos envolvidos na aglutinação do oeste de Gondwana mostrando o contexto geotectônico da área de interesse (em vermelho). Cinturões orogênicos: A = Araçuaí; B = Brasília; D = Damara; DF = Dom Feliciano; G = Gariep; K = Kaoko; R = Ribeira; S = Saldania; Wc = Oeste Do Congo.



Fonte: modificado de Philipp *et al.* (2016).

Figura 3 - Mapa geológico simplificado dos Escudos Uruguaio, Sul-rio-grandense e Catarinense, mostrando em vermelho o Batólito Pelotas, umas das unidades do Cinturão Dom Feliciano, e onde se localiza o Complexo Várzea do Capivarita.



Fonte: modificado de Bitencourt e Nardi (2007).

2.2. Complexo Várzea do Capivarita

O Complexo Várzea do Capivarita, atualmente, congrega ortognaisses tonalíticos, paragnaisses pelíticos e calciossilicáticos, além de sienitos sintectônicos (UFRGS, 2009, 2010, 2011; MARTIL, 2016; DE TONI et al., 2016). Entretanto, durante o decorrer do estudo do complexo, diferentes autores propuseram mudanças quanto às litologias que o compõem. A seguir será apresentada a evolução acerca das descrições e interpretações do CVC, abrangendo todos os trabalhos que apresentaram mudanças relevantes e, principalmente, trabalhos que agregam novos dados acerca dos paragnaisses pelíticos.

O primeiro trabalho sobre o CVC foi feito por Frantz et al. (1984), onde os autores denominaram a unidade como Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. Segundo este trabalho, o complexo era composto por “para-gnaisses aluminosos, calco-silicatados e quartzo feldspáticos interdigitados e intimamente associados; metanortositos e, subordinadamente, ortognaisses de composição granodiorítica a tonalítica”. O mesmo trabalho ainda descreve uma paragênese composta por sillimanita, biotita, cordierita, espinélio, granada, quartzo, feldspatos e andalusita, sendo que dentre os trabalhos mais recentes, a andalusita foi apenas descrita próxima aos granitoides intrusivos no CVC e associada ao metamorfismo de contato (MARTIL, 2007).

Fernandes et al. (1992) interpretam uma relação de intrusão entre os ortognaisses e os paragnaisses do complexo, o que resultou no desmembramento do então Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. As novas unidades propostas receberam o nome de Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita, a qual pertenceriam apenas os paragnaisses, e Complexo Arroio dos Ratos (definido por Fernandes *et al.*, 1992), ao qual estariam correlacionados os ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, além do desmembrado Anortosito Capivarita (CHEMALE JR. *et al.*, 2011).

Os trabalhos posteriores de Gregory et al. (2015) e Martil (2016) são os últimos a contribuir com tal discussão. Gregory et al. (2015) em estudos ao leste da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) dataram os ortognaisses do Complexo Arroio dos Ratos em sua seção-tipo, e obtém idades ígneas Paleoproterozoicas. Martil (2016) e Martil et al. (2017) apresentam idades de *ca.* 790 Ma para diversas amostras de ortognaisses do CVC, na Folha Passo das Canas a oeste da ZCTDC, onde os orto- e paragnaisses estariam intercalados devido a um regime tectônico de cavalgamento

(Martil, 2010; Martil et al., 2011). Tais resultados impossibilitam a retirada das litologias ortoderivadas do CVC e distinguem os ortognaisses dos complexos mencionados.

Datações do metamorfismo registrado no CVC, assim como datações de zircões detríticos dos paragnaisses foram resumidos na Tabela 1. O metamorfismo do CVC tem datações entre 618 a 650 Ma, enquanto que zircões detríticos indicam idades de deposição que variam entre 2.2 Ga a ca. 659 Ma, indicando que a sedimentação ocorreu em um ambiente sinorogênico, provavelmente uma bacia de *back-arc* (PHILIPP et al., 2016).

Tabela 1 - Compilação de dados geocronológicos do CVC.

Autor	Método	Litologia	Idades Metamórficas	Zircões Detríticos
Martil et al. (2011)	U-Pb LA-MC-ICP-MS em zircão	Ortognaisses	648 ± 18 Ma	--
Gross et al. (2006)	Sm-Nd em granadas	Paragnaisses pelíticos	652 ± 25 Ma	--
Philipp et al. (2016)	U-Pb SHRIMP em zircão		619 Ma	659 Ma
Bom et al. (2014)			620 ± 3,5 Ma	--
Gruber (2016)	U-Pb SHRIMP e MC-ICP-MS em zircão		618 ± 7,3 Ma	2,2 - 2 Ga 1,7 Ga 0,7 Ga

Os estudos petrográficos realizados por Silva et al. (2002) e Gross et al. (2006) são os que melhor descrevem a assembleia mineral dos paragnaisses pelíticos do CVC. Nestes trabalhos, os autores reconhecem duas paragêneses minerais, M_1 e M_2 , sendo estas relacionadas ao pico do metamorfismo progressivo e ao retrometamorfismo respectivamente. A paragênese de M_1 foi dividida em três associações: (1) bandas ricas em SiO_2 (Gt-Qz-Bt-Crd-Pl-Kfs); (2) bandas pobres em SiO_2 (Gt-Crd-Hc-Sil-Bt-Pl-Kfs); e (3) leucossomas (Qz-Gt-Bt-Kfs). Com base nas texturas observadas, estes trabalhos identificam três tipos de biotita e quatro de granada, além de descrever que a hercinita ocorre apenas como inclusões nos cristais de cordierita nas bandas pobres em SiO_2 . Bom et al. (2014) baseados na reação

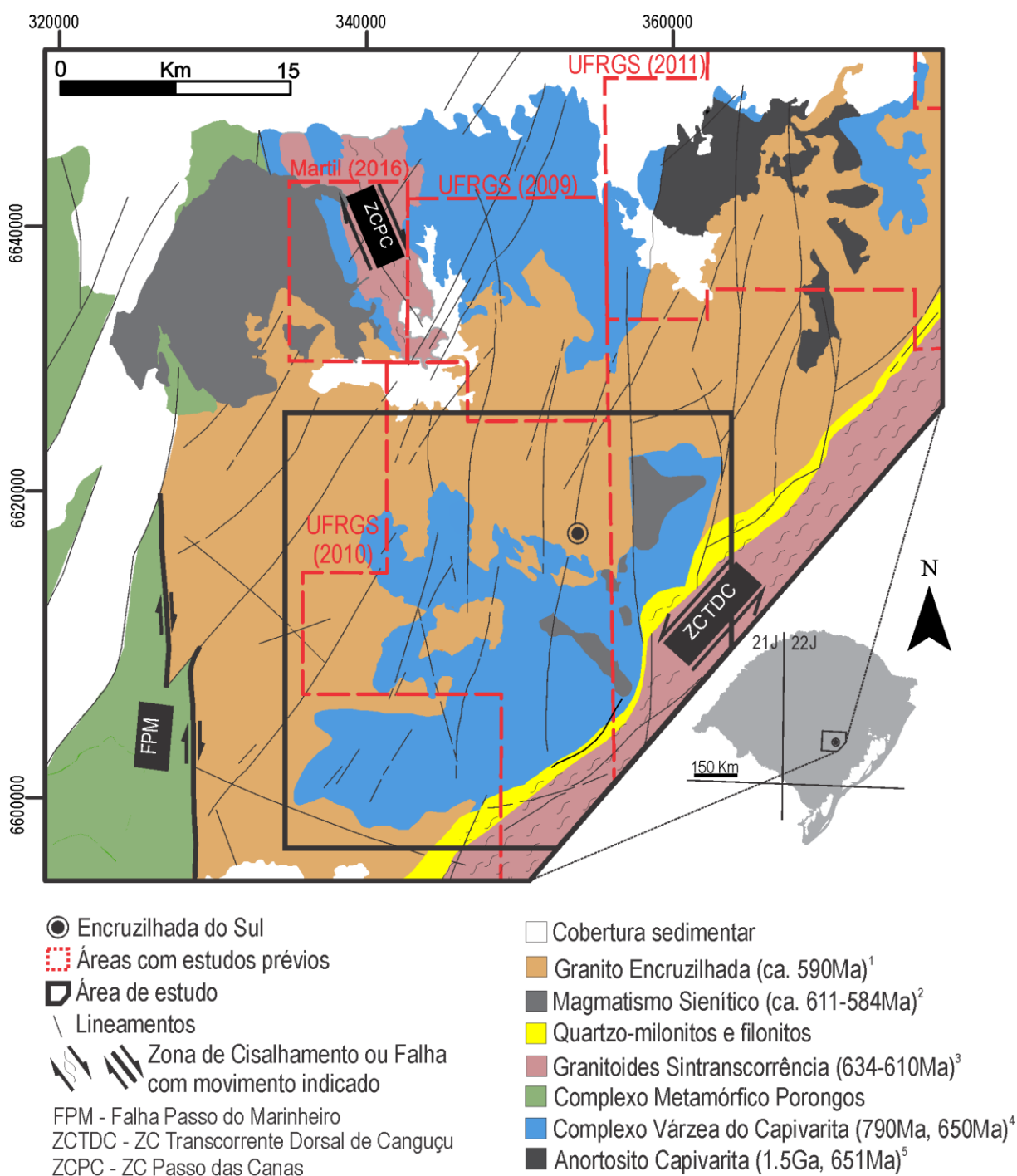
Gt+Crd+Sil=Hc+Qz, e em trabalhos anteriores de Philipp e Camozzato (2009) e Philipp et al. (2013), interpretam condições de 850-1000 °C e 6-10 kbar, enquanto que Philipp et al. (2016) considera apenas a paragênese em equilíbrio Gt-Crd-Sil-Bt e interpreta 720-820 °C e 8-9 kbar. Por outro lado, Silva et al. (2002) e Gross et al. (2006) obtêm condições de 730-800 °C e 3-4 kbar por meio de modelagem geotermobarométrica com o *software* THERMOCALC, utilizando-se dos pares de termômetros Gt-Bt, Gt-Crd, Bt-Crd, Sp-Crd.

O caráter migmatítico do CVC foi discutido principalmente quanto às reações. Gross et al. (2006) e Silva et al. (2002) com base em observações petrográficas interpretam fusão por desidratação pela reação $Bt + Sil + Qz = Gt + Crd + Kfs + L$. Já Bom et al. (2014) ainda sugerem $Bt + Pl + Als + Qz = Gt/Crd + Kfs + L$.

O CVC registra dois eventos deformacionais progressivos: D₁ e D₂. D₁ é marcada por um bandamento composto (S₁) de direção NNW e mergulhos originalmente sub-horizontais com uma lineação de estiramento (L_{x1}) de alta obliquidade, cujos indicadores cinemáticos indicam um regime tectônico do tipo cavalgamento com topo para oeste. Já D₂ é marcada pela transposição de S₁ por S₂, a qual é sub-vertical com direção NNW e contém L_{x2} de baixa obliquidade, evidenciando a atividade de uma zona de cisalhamento oblíqua, de cinemática destrai (MARTIL, 2016).

Martil (2016) determina quatro domínios estruturais para o CVC na Folha Passo das Canas, em três destes há o predomínio de estruturas geradas pela D₂, enquanto que UFRGS (2010) determina quatro domínios na Folha Encruzilhada do Sul, todos gerados por D₁. Destes domínios, três podem ser interpretados como uma anticlinal com eixo para SW de baixo caimento, enquanto o quarto domínio representa as estruturas próximas a ZCTDC e rotacionadas devido a ação desta zona. Já Bom et al. (2014), estudando a mesma área de UFRGS (2010), interpretam quatro dobras de menor escala na região. As áreas de estudo de todos os mapeamentos geológicos de UFRGS (2009; 2010 e 2011) que tiveram como área de estudo porções do CVC, bem como a área de estudo de Martil (2016) podem ser observadas na Figura 4.

Figura 4 - Mapa das áreas de afloramento do Complexo Várzea do Capivarita, mostrando também as áreas com estudos já publicados e seus respectivos autores, e a área de estudo deste trabalho nos arredores da cidade de Encruzilhada do Sul.



Fonte: Mapa base modificado de Bitencourt e Nardi (2007). ¹Babinsk *et al* (1997); ²Bitencourt *et al* (2015); ³Frantz *et al.* (2003), Bitencourt *et al.* (2015), Knijnik *et al.* (2015); ⁴Martil *et al.* (2017), Martil (2016); ⁵Chemale *et al.* (2011).

2.3. Migmatitos

Os paragnaisses pelíticos do CVC apresentam feições de fusão parcial (SILVA *et al.*, 2002), o que implica que o estudo dessas litologias deve ser acompanhado de um embasamento teórico sobre migmatitos. A terminologia, classificação e evidências microestruturais adotadas neste trabalho será aquela proposta por Sawyer (2008) no *Atlas of Migmatites*, a qual será resumida a seguir.

A definição de migmatito consiste em uma rocha encontrada em terrenos de alto a médio grau metamórfico que pode ser heterogênea da escala macroscópica a microscópica. Migmatitos são formados por **paleossoma** e **neossoma**. O **paleossoma** é a parte do migmatito que não foi afetado por fusão parcial, o qual deve ter suas estruturas e microestruturas anteriores a fusão preservadas. O **neossoma** é definido como a parte do migmatito formado por fusão parcial, que pode ou não ter sofrido segregação entre suas porções fundidas e sólidas.

Termos específicos para neossoma são **resíduo**, **melanossoma** e **leucossoma**. **Resíduos** é a parte do neossoma composta predominantemente pela fração sólida residual da fusão parcial, onde ocorre a extração total ou parcial da porção fundida. A fusão parcial das rochas crustais mais comuns deixa resíduos ricos em minerais ferromagnesianos. O resíduo melanocrático que assim se forma chama-se **melanossoma**. **Leucossoma** é a parte do migmatito derivada da segregação da fusão parcial.

Três termos são utilizados para descrever o quão a fusão parcial (leucossoma) foi segregada. O termo **leucossoma *in situ*** indica porções fundidas que se segregaram do seu resíduo, mas permaneceram próximas do seu local de fusão. **Leucossoma *in source*** são aquelas porções fundidas que migraram para longe do local formado, mas que permanecem nos limites de sua camada de origem. **Veios ou diques leucocráticos** correspondem a líquidos gerados por fusão parcial que migraram para fora de sua camada de origem e que cortam as camadas e/ou estruturas adjacentes.

Sawyer (2008) propõe a classificação de migmatitos baseado em três ordens de critérios. A primeira ordem é referente às proporções de leucossoma e paleossoma. Migmatitos com neossoma predominante são chamados **diatexitos** e aqueles com paleossoma predominante são chamados **metatexitos**. Esta ordem descreve a fração de fusão na litologia, e não a o grau de fusão parcial, visto que os líquidos oriundos da fusão parcial tipicamente

migram sob ação de tensões diferenciais. A segunda ordem usa como critério as morfologias características de metatexitos ou diatexitos. Metatexitos podem ser *patch*, de dilatação (*dilation*), em rede (*net*), e estromáticos (*stromatic*) e diatexitos podem ser nebulitos (*nebulites*), *schollen*, *schlieren* e diatexitos *strictu sensu*. Por fim, a terceira ordem descreve se o migmatito é estruturado em veios ou em dobras, e não é específica para metatexitos ou diatexitos.

A primeira evidência de fusão parcial é o desenvolvimento de finas lamelas quartzo-feldspáticas nos contatos entre os cristais, feição essa chamada de *melt films*. Migmatitos com morfologia *patch* se formam em graus de fusão parcial maior em relação aos *melt films*. Neste tipo de morfologia, o leucossoma é tipicamente arredondado e não apresenta foliação. Em lâmina, usualmente se utiliza o termo *melt pocket* para descrever os *patches*. Migmatitos de **dilatação** são aqueles em que o leucossoma se localiza em locais onde ocorre dilatação, como espaços entre boudins e sombras de pressão. Migmatitos estruturados em **rede** são aqueles em que o leucossoma ocorre em planos com duas ou mais atitudes, criando um padrão lozangular similar a uma rede. Migmatitos **estromáticos**, por sua vez, apresentam leucossoma concordante ao principal plano de anisotropia do paleossoma.

Nebulitos se formam pela coalescência de *patches*, tipicamente apenas onde a deformação concomitante ao processo de fusão parcial é muito baixa, caso contrário os estresses diferenciais gerariam segregação do neossoma. Migmatitos com morfologia *schollen* apresentam remanescentes usualmente arredondados de paleossoma ou melanossoma no neossoma. *Schlieren* consiste na morfologia onde agregados de minerais com um ou dois eixos maiores (sillimanita e biotita, por exemplo) desenvolvem estruturas lenticulares alongadas, geradas por fluxo magmático. **Diatexitos *strictu sensu*** são aqueles que já não mantêm nenhuma estrutura metamórfica aparente.

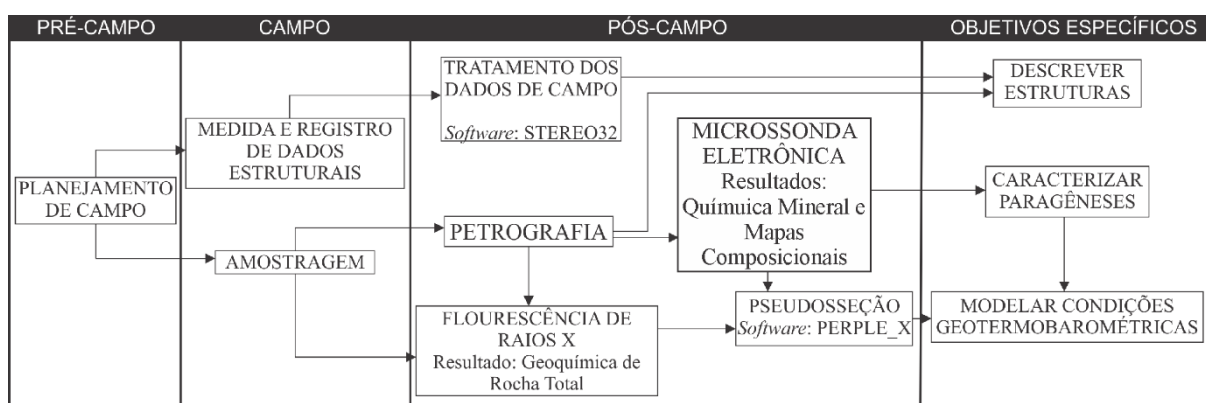
3. METODOLOGIA

A metodologia empregada neste trabalho contou com três etapas de ação, sendo estas a etapa de pré-campo, campo e pós-campo. Em cada etapa, métodos diversos foram empregados visando a obtenção dos dados necessários para se alcançar os objetivos propostos, como resumido na Figura 5.

O primeiro objetivo, referente ao detalhamento estrutural do CVC, foi alcançado empregando-se compilação de dados estruturais da bibliografia na etapa de pré-campo, coleta de dados estruturais na etapa de campo e, por fim, análise de processamento dos dados de campo e de microestruturas na etapa de pós-campo.

Para determinação da assembleia mineral em equilíbrio nos paragnaisses pelíticos, os principais métodos foram a coleta de amostras na etapa de campo, e petrografia e química mineral na etapa de pós-campo. A determinação da assembleia mineral dos paragnaisses pelíticos do CVC é essencial para modelar as condições geotermobarométricas registradas. Tal modelamento termodinâmico foi feito com a produção de uma pseudosseção, a qual é calculada com base na geoquímica de rocha total obtida na Fluorescência de Raios X, e por meio da obtenção da composição do domínio principalmente composto por cordierita e hercinita e dados de química mineral obtidos na Microsonda Eletrônica.

Figura 5 - Fluxograma mostrando o desenvolvimento da metodologia empregada neste trabalho. Durante cada etapa de ação foram realizados métodos, os quais foram fundamentais para a realização de métodos da etapa seguinte ou do cumprimento dos objetivos específicos.



Fonte: elaborado pela autora.

3.1. Etapa de Pré-campo

Durante a etapa de pré-campo foi realizado o planejamento do campo. Este foi feito baseado na compilação das cadernetas de campo do mapeamento geológico chamado Projeto Encruzilhada-Passo das Canas (UFRGS, 2010). Os pontos de interesse foram selecionados com base em cinco parâmetros: mineralogia diversa; estruturas observadas; grau de alteração; dimensões relevantes; e dispersão geográfica dos pontos. Posteriormente foram confeccionados mapas de pontos e mapas com fotos de satélite disponíveis como mapa base no ArcGIS®. Este *software* foi a principal ferramenta de geoprocessamento utilizado para confecção dos mapas de uso em campo e dos mapas finais deste trabalho.

3.2. Etapa de Campo

Durante a etapa de campo foram feitas a descrição e o registro de dados estruturais e a amostragem. A descrição e o registro dos dados estruturais foram feitos a partir da medida das atitudes planares e lineares, e por meio do registro fotográfico das mesmas. A amostragem foi feita procurando-se sempre a coleta das amostras representativas dos paragneisses pelíticos. Todas as amostras foram orientadas a fim de que as microestruturas observadas em lâmina sejam rebatidas para o contexto do afloramento. A orientação das amostras consiste na medida de uma de suas superfícies enquanto essas ainda estão em *in situ* no afloramento.

3.3. Etapa de Pós-campo

3.3.1. Tratamento dos Dados Estruturais de Campo

A apresentação das atitudes das estruturas lineares e planares foram feitas usando uma projeção estereográfica do hemisfério inferior, o qual é produzido pelo *software* Stereo32®. Os produtos deste, foram editados e vetorizados utilizando o *software* CorelDrawX6®. Além disso, um mapa final com a disposição dos pontos e com as estruturas foi produzido

utilizando o *software* ArcGIS®, o que é essencial para a análise da disposição e variação das estruturas na área de estudo.

3.3.2. Petrografia

A petrografia constituiu o método fundamental para obter o objetivo específico de descrever a paragênese em equilíbrio na litologia de estudo e também para determinar as condições de pressão e temperatura por meio da pseudosseção. As amostras coletadas em campo foram cortadas, e aquelas que possuíam mineralogia e/ou texturas interessantes foram usadas para a confecção de lâminas delgadas orientadas, realizada no Laboratório de Preparação de Amostras da UFRGS. Das amostras coletadas, seis se mostraram interessantes. Destas, sete lâminas orientadas foram produzidas, todas em seções paralelas ao plano XZ, paralelas a lineação e perpendiculares a foliação, para observar indicadores cinemáticos.

As sete lâminas produzidas por este projeto, bem como as oito lâminas do projeto Encruzilhada-Passo das Canas (UFRGS, 2010) foram analisadas com o microscópio Olympus BX51 do Laboratório de Microscopia do Centro de Pesquisas em Geoquímica da UFRGS. Feições microestruturais e, principalmente, a paragênese em equilíbrio foram descritos e documentados usando a câmara acoplada ao microscópio, Olympus UE30, e o *software* AnalySISgetIT® versão 5.2. Abreviações das fases minerais foram feitas semelhantes a Whitney e Evans (2010) e podem ser conferidas no apêndice A.

3.3.3. Pseudosseção

Uma pseudosseção (Figura 6a) trata-se de um diagrama de fases calculado para a geoquímica de rocha total da litologia estudada e que também permite plotar isopletras com os teores de Ca (X_{An}) ou Mg (X_{Mg}), por exemplo, baseado em resultados de química mineral. Dados de geoquímica de rocha total foram obtidos pelo método da Fluorescência de Raios X e os dados de química mineral foram obtidos na Microsonda Eletrônica. Tais métodos analíticos serão descritos nos subitens a seguir (3.3.3.1. e 3.3.3.2).

Como um diagrama de fases, a pseudosseção baseia-se no princípio termodinâmico onde a paragênese estável para uma determinada pressão e temperatura é aquela que

apresentar a menor energia livre de Gibbs possível. A equação que expressa este princípio pode ser vista em (Equação I – S: entropia; T: temperatura; V: volume; P: pressão; d: densidade; μ : potencial químico; n: componentes), e simplificada para os parâmetros mais importantes como na Equação II.

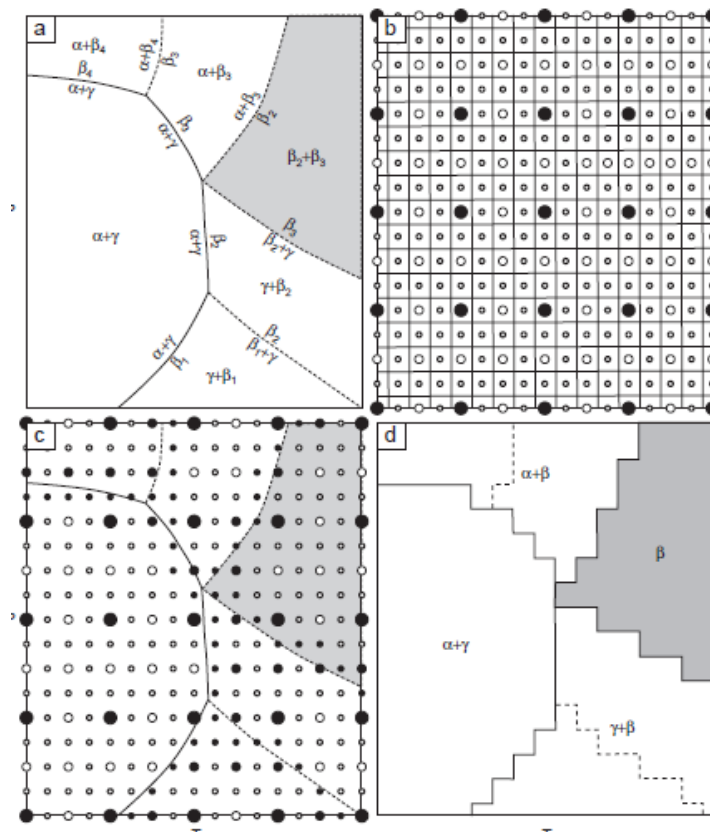
$$\text{EQUAÇÃO I. } dG = -SdT + VdP + \sum_{i=1}^k \mu_i dn_i$$

$$\text{EQUAÇÃO II. } G = f(P, T, n_1, \dots, n_k)$$

Este método necessita de informações sobre a geoquímica de rocha total e sobre a paragênese em equilíbrio, sendo o primeiro dado usado no pacote de *softwares* Perple_X (CONOLLY, 2005; 2009) para se calcular a pseudosseção e o segundo para se determinar o campo de estabilidade da litologia estudada.

O Perple_X faz o cálculo da pseudosseção por meio de uma malha de pontos igualmente espaçada no intervalo de pressão e temperatura solicitado. Para evitar um longo tempo de processamento, o *software* tem quatro níveis de cálculo. Como pode ser visto na Figura 6, o primeiro nível de cálculo (Figura 6b) é representado pelas bolas pretas, sendo então o cálculo da paragênese estável feito para um dos vértices da área que a bola preta representa. Caso haja divergência da paragênese em equilíbrio para um dos vértices, a área próxima a esta bola irá para o próximo nível de cálculos (Figura 6c), afim de que se adense a informação naquela região, visto que ali há uma linha de reação metamórfica próxima.

Figura 6 - a) Pseudosseção verdadeira, onde o eixo X é temperatura e o eixo Y pressão, e cada campo mostra uma paragênese teórica. b) Bolas pretas representam o primeiro nível de cálculos, onde a paragênese em equilíbrio será calculada para cada vértice desse “ponto”. c) Para aquelas bolas pretas que tiveram divergência da paragênese estável, o software adensa a malha de pontos próximo a ele. d) Pseudosseção calculada, a qual nunca será igual a pseudosseção verdadeira.



Fonte: Conolly (2005).

A paragênese estável em uma determinada pressão e temperatura pode conter minerais com soluções sólidas ou teores variáveis de algum elemento (X_{Mg} , X_{An} , etc) que podem ser usadas para restringir ainda mais a informação sobre as condições geotermobarométricas registradas pela litologia. Por meio de dados de química mineral, que foram obtidos pela microsonda eletrônica, é possível saber os X_{Mg} ou X_{An} , por exemplo, de minerais como granada e feldspatos, entre outros. Assim, o Perple_X consegue plotar as isopletras obtidas na microsonda, na pseudosseção, e onde várias isopletras se cruzam é possível restringir ainda mais as condições registradas.

Como discutido, nas amostras do CVC eventualmente aparecem domínios composicionais com uma paragênese específica interpretada como em desequilíbrio com a paragênese principal. Para modelar as condições geotermobarométricas destes domínios será realizado um mapa composicional quantitativo na microsonda eletrônica que servirá como

"geoquímica de rocha total" para construção das pseudosseções seguindo metodologia semelhante à desenvolvida por Tajčmanová et al. (2009).

3.3.3.1 Fluorescência de Raios X – Geoquímica de Rocha Total

A Fluorescência de Raios X (FRX) trata-se de uma técnica essencial para o desenvolvimento do projeto, visto que se trata de obter o dado quantitativo de entrada (geoquímica de rocha total) para a construção das pseudosseções.

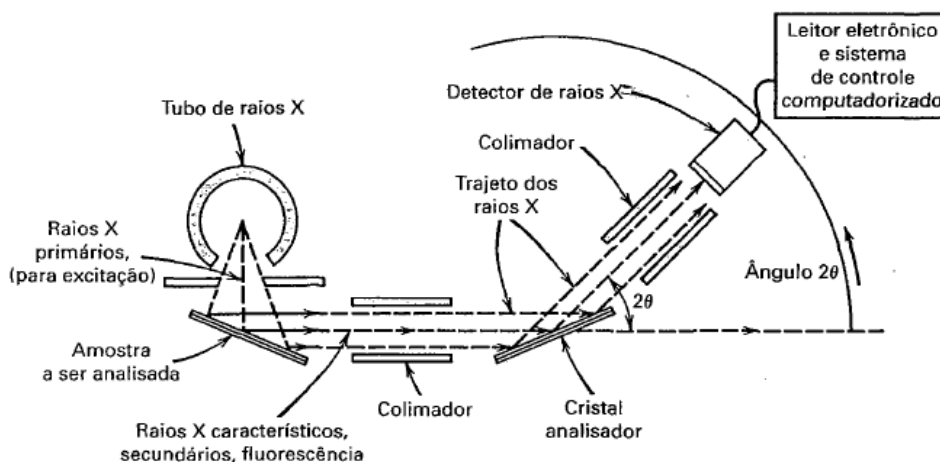
A FRX é uma técnica quantitativa não destrutiva que permite analisar elementos químicos com número atômico maior que 10, sendo de interesse deste projeto apenas os elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5). Foram selecionadas quatro amostras de interesse para análise na FRX, as quais foram moídas a 200 *mesh* e quarteadas, sendo utilizadas 10g para a análise. As amostras foram analisadas no equipamento RIX2000 da Rigaku do Laboratório de Fluorescência de Raios-X do Instituto de Geociências da UFRGS com parâmetros 50 kV e 50 mA, onde o pó produzido é prensado em uma pastilha de vidro que de fato é analisado pelo equipamento. A precisão do equipamento chega a ~2% e a resolução da detecção chega a partes por milhão.

O processo por trás do funcionamento do equipamento, como pode ser observado na Figura 7, inicia-se com a irradiação da pastilha com raios X policromáticos, que são absorvidos segundo a Lei de Beer (Equação III – I_0 : intensidade dos raios incididos; I : raios não absorvidos; Δd : espessura da amostra). A absorção destes raios gera deslocamento de elétrons para camadas mais externas, o que gera um sítio vacante. Este sítio, por sua vez, será ocupado por elétrons das camadas externas, este deslocamento faz com que o elétron libere raios X característicos, os quais são chamados de raios X secundários. O fenômeno que descreve a liberação dos raios X trata-se da FRX. O espectro gerado é analisado por um espectrômetro de raios X, que é constituído por um cristal analisador e um detector de raios X. O cristal difratará cada valor de comprimento de onda (λ) segundo a Lei de Bragg (Equação IV), sendo que o valor da distância interplanar atômica (n) é conhecida para o cristal analisador. Assim, o equipamento se movimenta (varia θ) para medir o sinal de cada elemento (KLEIN e DUTROW, 2009).

$$\text{Equação III. } \log \frac{I_0}{I} = Kd\Delta d$$

$$\text{Equação IV. } n\lambda = 2d\sin\theta$$

Figura 7 - Diagrama esquemático de um espectrômetro de fluorescência de raios X.



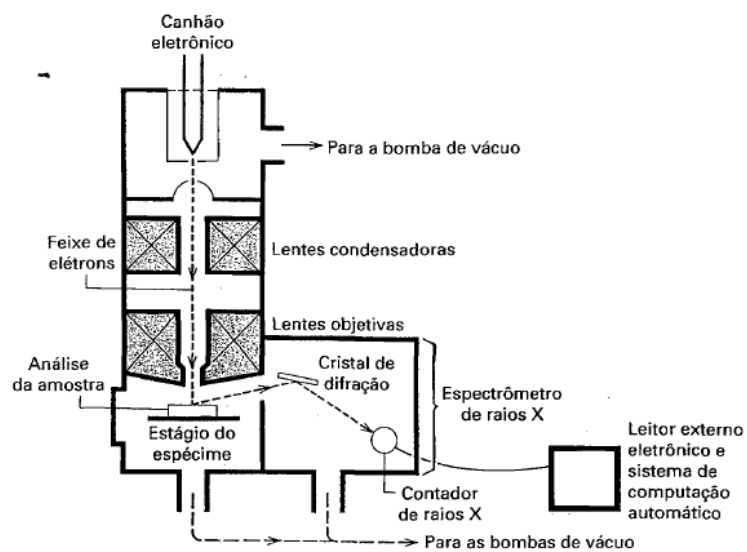
Fonte: Klein e Dutrow (2009).

3.3.3.2 Microsonda Eletrônica – Química Mineral

A microsonda eletrônica (ME) permite fazer análises quantitativas de elementos maiores (B ao U) com mais de 1% de abundância e elementos traço com até 100 ppm, sendo que os resultados têm até 2% de erro. O princípio teórico da microsonda é similar aquele da FRX, sendo a diferença entre as técnicas o fato da microsonda eletrônica usar um feixe de elétrons para excitar a amostra, e não raios X policromáticos.

Como pode ser visto na Figura 8, o feixe de elétrons é emitido de um canhão eletrônico que é focalizado por um conjunto de lentes condensadoras. Depois de incidir na amostra, este excita um volume de amostra de 1-3 μm , o padrão de raios X secundários é lido por um espectrômetro de raios X (KLEIN e DUTROW, 2009). Tal técnica analítica é essencial para a obtenção da química mineral de todos os minerais com soluções sólidas, o que será fundamental para plotar as isopletras nas pseudosseções produzidas. Além disso, na ME foram obtidos mapas composicionais qualitativos e quantitativos, os quais foram feitos por meio de análises pontuais em um *grid* retangular.

Figura 8 - Diagrama esquemático da microsonda eletrônica.



Fonte: Klein e Dutrow (2009).

4. RESULTADOS

4.1. Geologia Estrutural

Foram coletadas 58 atitudes planares e 23 atitudes lineares durante o trabalho de campo. O bandamento metamórfico da litologia é milimétrico e é marcado pelas texturas lepidoblástica dos cristais de biotita e nematoblástica de cristais de sillimanita e pela alternância de bandas composicionais, denominadas porções leucocráticas e melanocráticas no subitem seguinte (4.2. Petrografia). Já as lineações são marcadas por cristais de sillimanita, e também por cristais de quartzo estirados.

Os paragnaisses pelíticos do CVC na região de Encruzilhada mostram proporções relevantes de injeções leucograníticas. Essas injeções são milimétricas a decimétricas, concordantes com a foliação, em geral descontínuas (Figura 9a) e, por vezes, com bolsões de magma (Figura 9b). As injeções muitas vezes encontram-se deformadas, registrando uma trama similar a sua encaixante. Todas as estruturas medidas foram interpretadas como produtos do evento deformacional 1 ($D_1 - S_1$ e L_1), visto que não foram observadas foliações miloníticas ou *rakes* indicativos de cinemática transcorrente.

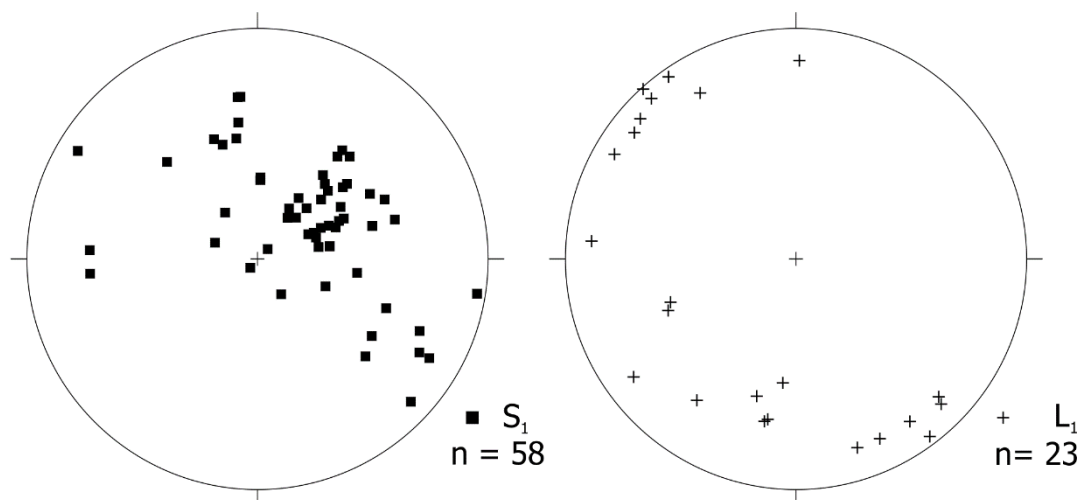
Figura 9 – a) Vista do afloramento EE-10, onde se observa o gnaiss pelítico (preto) com injeções leucograníticas em sua maioria descontínuas. **b)** Detalhe do afloramento EE-12, onde observa-se que a injeção forma um bolsão.



Fonte: autora.

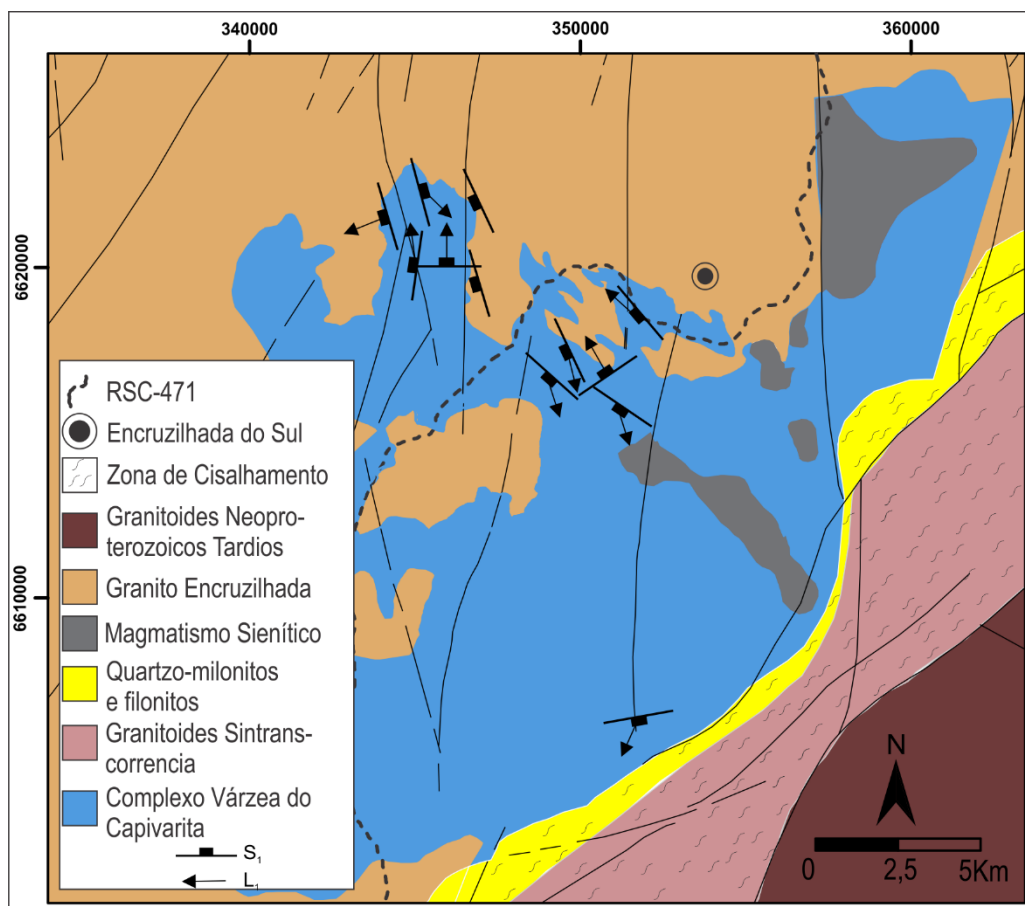
As estruturas planares (S_1) apresentam um padrão de distribuição em guirlanda nos estereogramas (Figura 10a), que foi atribuído a uma dobra, com a maioria das medidas com mergulhos intermediários para SW. Já as estruturas lineares apresentam caimentos baixos para SE e NW e intermediários para SW (Fig. 10b). Os *rakes* das lineações tendem a $\sim 20^\circ$ na zona de charneira e nos flancos de $60-80^\circ$, como pode ser visto na Figura 11.

Figura 10 – Projeções estereográficas de hemisfério inferior na rede de Schmidt. **a)** Polos dos planos de bandamento metamórfico (S_1). **b)** Atitudes de lineações minerais e de estiramento (L_1).



Fonte: elaborado pela autora.

Figura 11 - Mapa com disposição das estruturas lineares e planares medidas.



Fonte: elaborado pela autora.

4.2. Petrografia

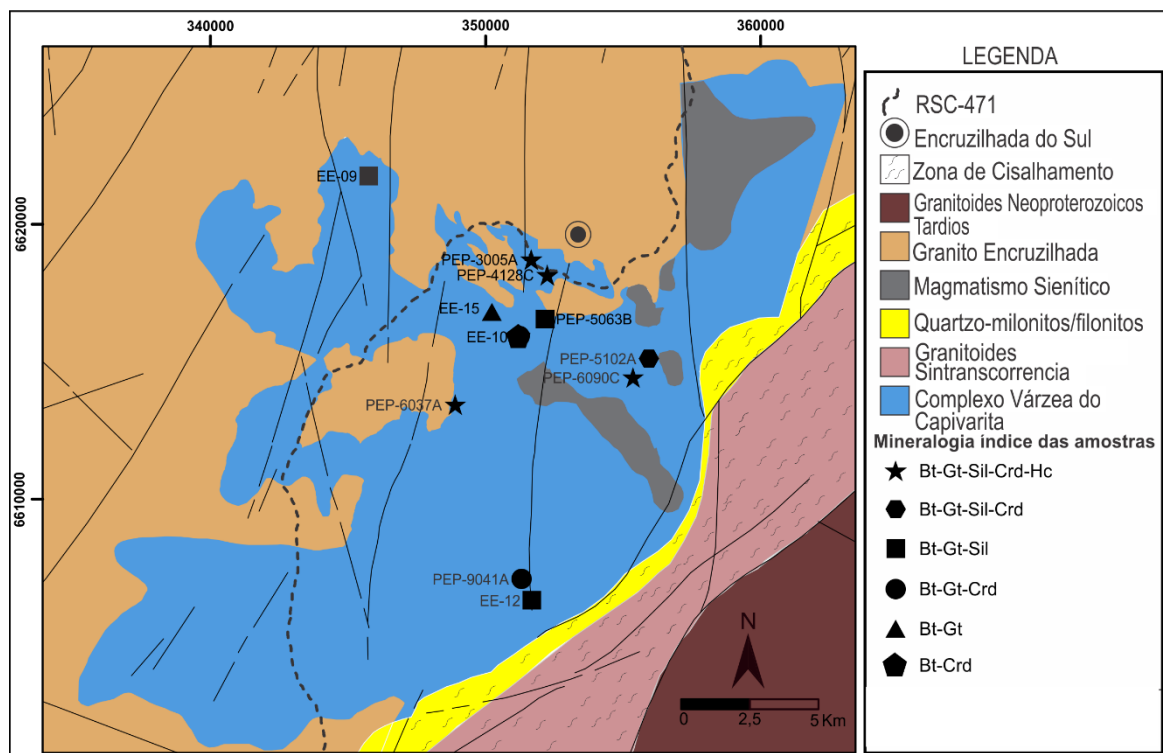
A petrografia foi feita em lâminas oriundas deste projeto e do mapeamento geológico chamado Projeto Encruzilhada - Passo das Canas (UFRGS, 2010). A localização das amostras, bem como as assembleias minerais observadas estão resumidas na Tabela 2. Das seis assembleias minerais, três foram selecionadas para a produção das pseudosseções, sendo estas: (1) Gt-Bt-Qz-Pl-Kfs-Op-Sil-Crd-Hc; (2) Gt-Bt-Qz-Pl-Kfs-Op-Sil; e (3) Gt-Bt-Qz-Pl-Kfs-Op. As amostras utilizadas para construir as pseudosseções serão melhor descritas nos subitens a seguir e estão indicadas com asterisco na Tabela 2. A distribuição das diferentes assembleias (Figura 12) é aleatória e não permite inferir a existência de isógradadas.

Tabela 2 - Localização e assembleia mineral das lâminas petrográficas analisadas.

Amostras	Coordenadas	Assembleias Minerais
PEP-3005A	351659mE 6618714mN	
*PEP-4128C	352246mE 66181394mN	Gt-Bt-Qz-Pl-Kfs-Op-Sil-Crd-Hc
PEP-6037A	348897mE 6613437mN	
PEP-6090C	355361mE 6614424mN	
PEP-5102A	355938mE 6615123mN	Gt-Bt-Qz-Pl-Kfs-Op-Sil-Crd
PEP-5063B	352174mE 6616549mN	
*EE-12A	351683mE 6606318mN	Gt-Bt-Qz-Pl-Kfs-Op-Sil
EE-9A	395739mE 6621757mN	
EE-10B-1	351245mE 6615919mN	Bt-Qz-Pl-Kfs-Op-Crd
EE-10B-2		
PEP-9041A	351315mE 6607102mN	Gt-Bt-Qz-Pl-Kfs-Op-Crd
EE-12B	351683mE 6606318mN	
*EE-15C	350210mE 6616808mN	Gt-Bt-Qz-Pl-Kfs-Op

*Amostras selecionadas para pseudosseção

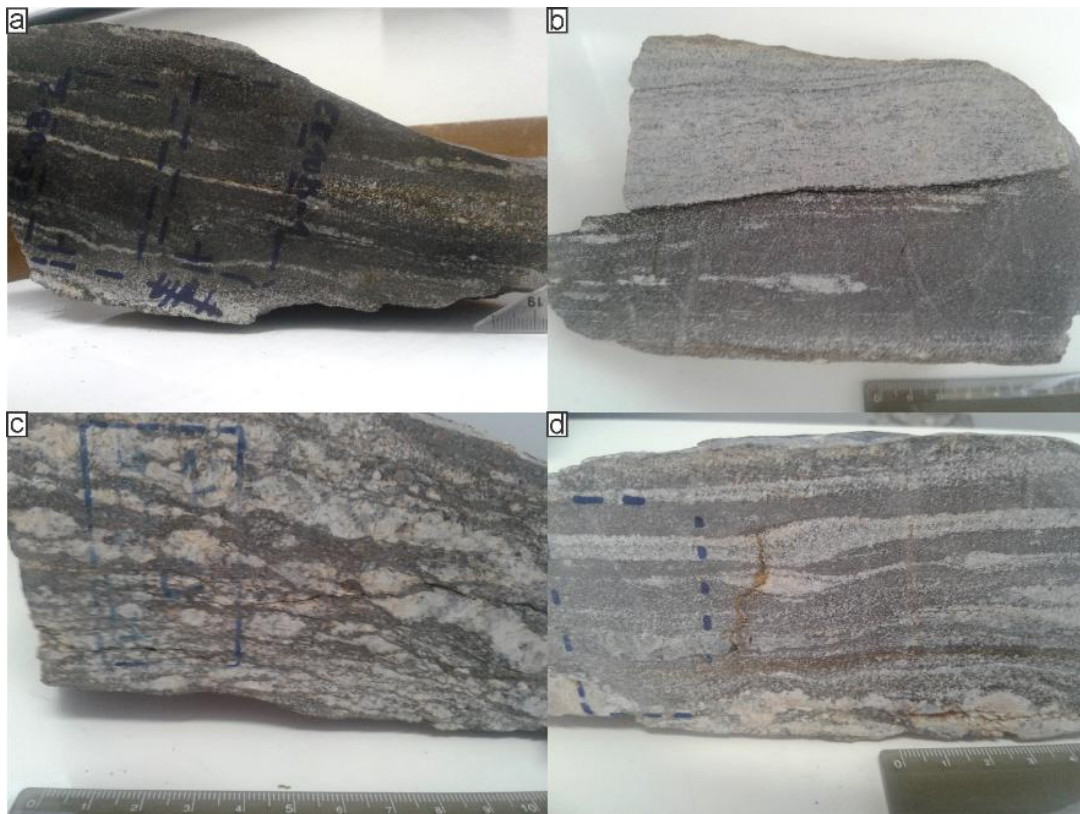
Figura 12 - Localização e assembleias minerais das lâminas delgadas descritas.



Fonte: elaborado pela autora.

Assim como observado em escala de afloramento, as amostras do CVC também apresentam feições de fusão parcial abundantes (Figura 13a-d). Nesta escala de análise observam-se novamente que as injeções são concordantes a trama metamórfica, são muitas vezes descontínuas e encontram-se deformadas. Com base na análise de afloramentos, amostras de mão e lâminas, os paragneisses pelíticos do CVC tem uma proporção de 10-20% dessas injeções.

Figura 13 – a) Amostra EE-10B onde se observam injeções concordantes e por vezes dobradas. b) Detalhe da amostra EE-10E mostrando o contraste entre uma injeção decimétrica com pequenas injeções não contínuas e centimétricas no gnaiss. c) Detalhe da amostra PEP-9041C onde observam-se grandes proporções de injeções deformadas. d) Detalhe da amostra EE-10A, onde observam-se as injeções boudinadas.



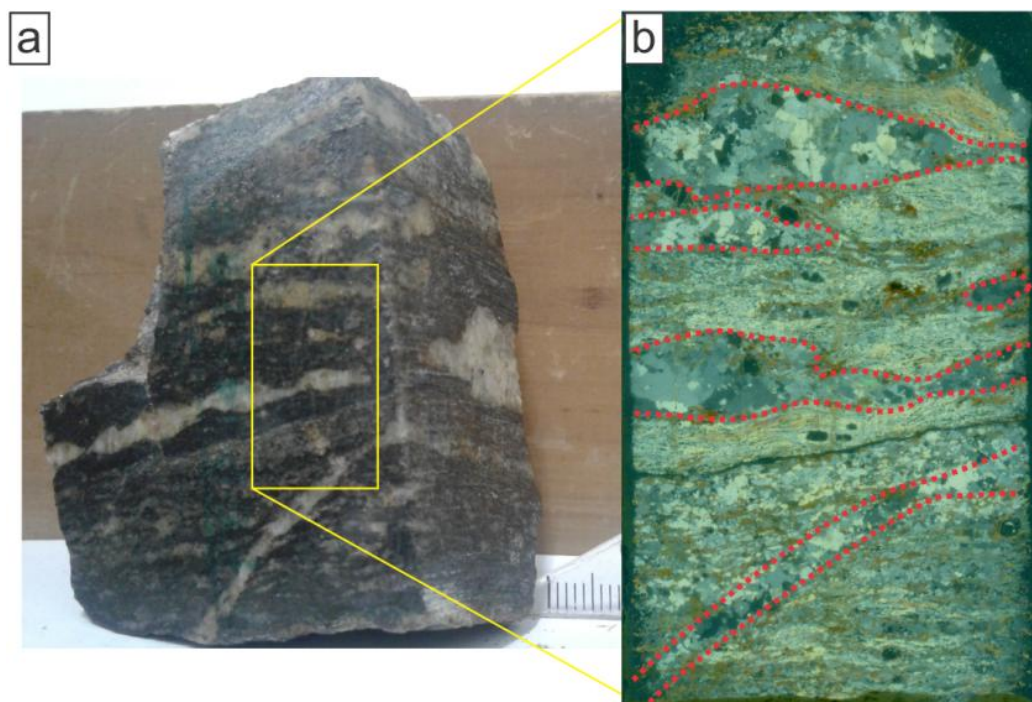
Fonte: autora.

4.2.1. PEP-4128C

A amostra PEP-4128C apresenta bandas melanocráticas e leucocráticas milimétricas com textura fina e injeções com textura equigranular média alotriomórfica em sua maioria concordantes ao bandamento, por vezes, boudinadas e que formam bolsões de maior espessura (

Figura 14a-b). A mineralogia desta amostra é composta por Qz-Pl-Kfs-Bt-Gt-Op-Crd-Hc-Sil.

Figura 14 - a) Amostra PEP-4128C, onde é possível ver o contraste entre as bandas melanocráticas com bandas leucocráticas e as porções com textura equigranular mais grossa. **b)** Lâmina petrográfica, escaneada em luz polarizada com nicóis cruzados, tracejado em vermelho porções com textura ígnea e onde é possível ver o contraste entre as bandas. Largura da lâmina = 4.5 cm x 2.5 cm.

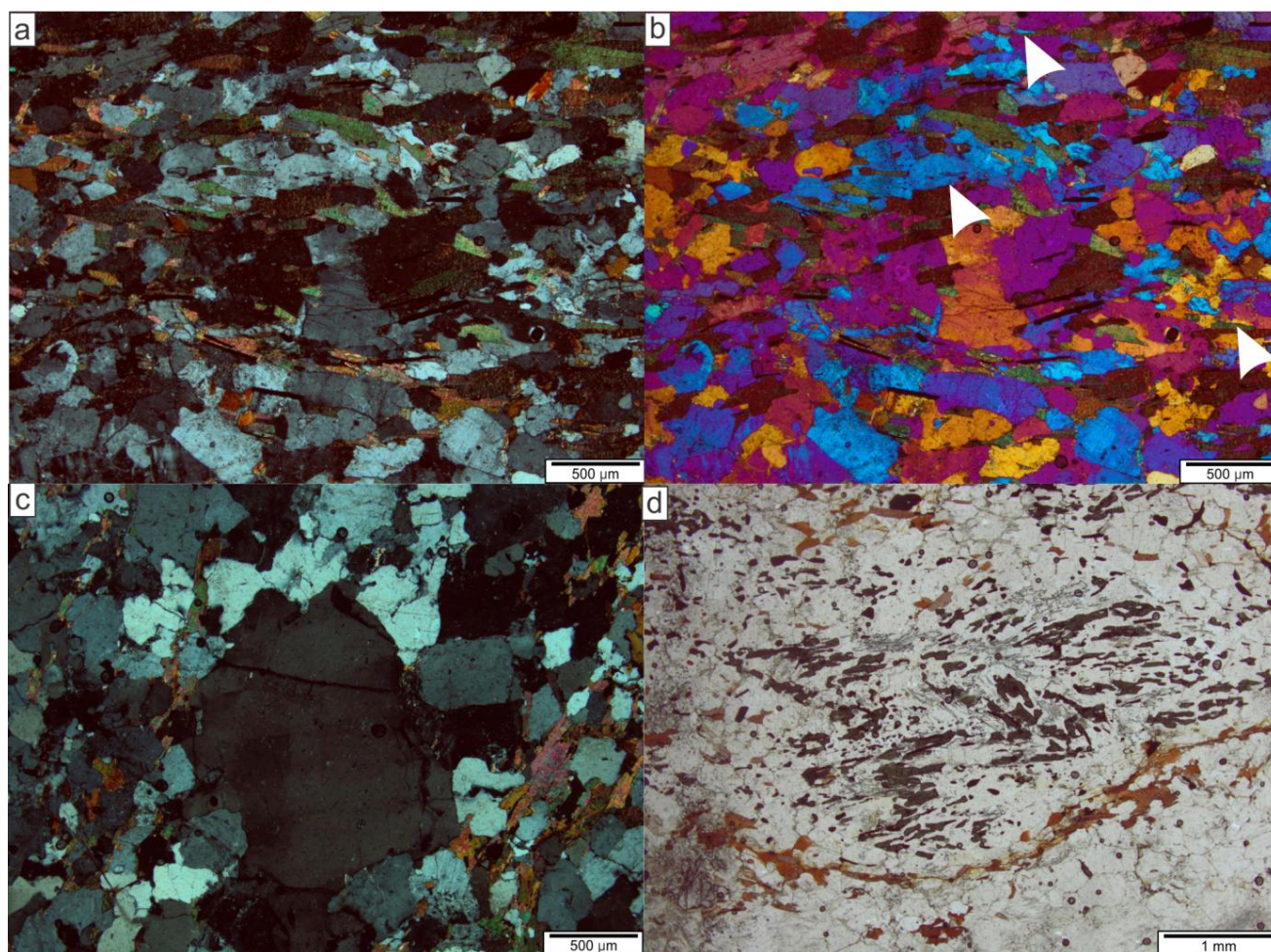


Fonte: elaborado pela autora.

As bandas leucocráticas são compostas principalmente por Qz, Pl, Kfs e Bt, com textura lepidoblástica marcada pela orientação dos cristais de Bt e textura granoblástica residual (Figura 15a). Também se observam evidências de fusão parcial, como *melt films*, *melt pockets* e contatos lobados (Figura 15b). Nestas bandas, os cristais de Qz têm dimensões de 0,4-2 mm, e por vezes apresentam extinção com padrão tabuleiro de xadrez (Figura 15c), os cristais de Pl e Kfs tem 0,4-1 mm e os de Bt tem entre 0,08-0,4mm.

Em lâmina delgada observa-se que as bandas melanocráticas tem texturas lepidoblástica, definida pela orientação dos cristais de Bt, nematoblástica, definida pela orientação dos cristais de Sil e Ru, e granoblástica poligonal, onde ocorrem domínio com Crd. Esses domínios serão denominados "domínio composicional" e são principalmente compostos por aglomerados de cristais de Crd com inclusão de Sil, Hc e Ilm que parecem por vezes estar dobrados (Figura 15d). Na discussão das premissas e hipóteses foi discutido brevemente a interpretação de como se formam estes domínios, os quais são descritos como subsaturados em sílica e mais propensos ao reequilíbrio. A dimensão dos cristais de Gt é de 0,1 a 2 mm, de Bt 0,02-0,2 mm, Crd ~0,2 mm, Sil até 0,18 mm, e Hc e Ilm de 0,04 a 0,1 mm.

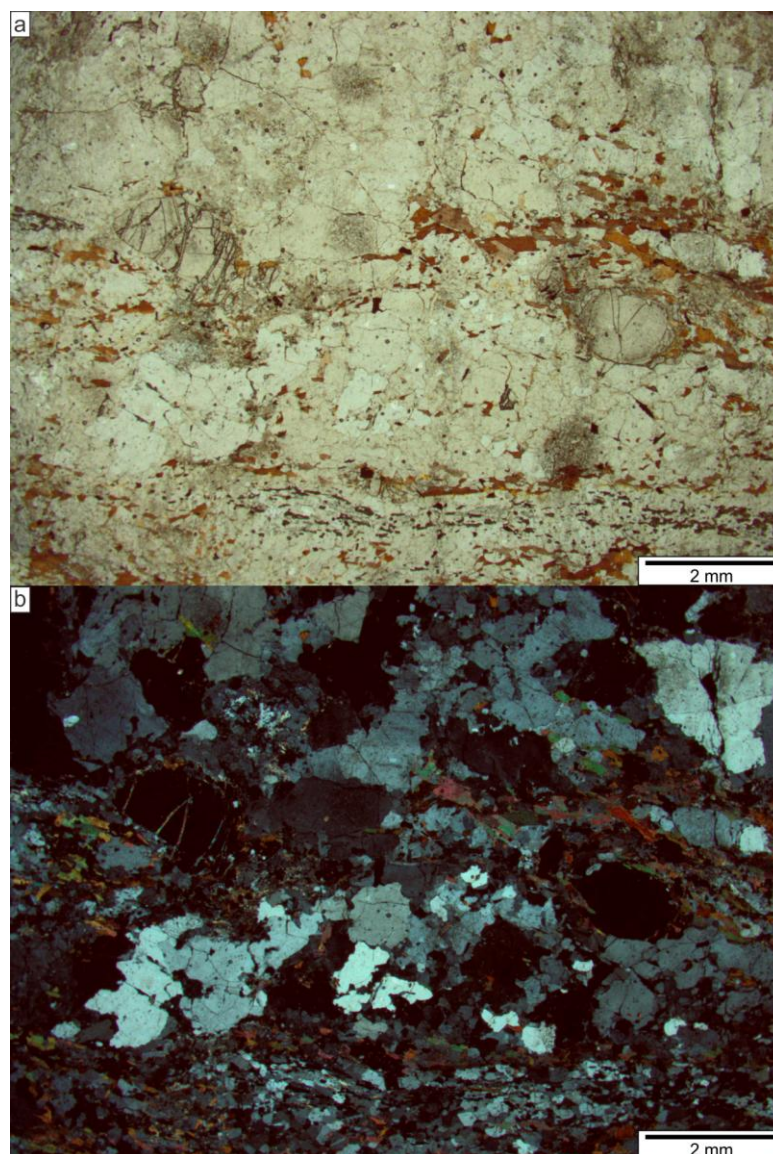
Figura 15 - a) Detalhe da banda leucocrática composta principalemnte por Qz-Pl-Kf-Bt, onde se observam raros contatos poligonais preservados. **b)** Detalhe da banda leucocrática com indicações de regiões com *melt films* ou *melt pockets*. **c)** Quartzo com padrão de extinção em tabuleiro de xadrez nas injeções. **d)** Detalhe de uma região de domínio composicional composto principalmente por Crd-Hc-Sil-Ilm, e também por Kfs-Pl-Bt-Gt.



Fonte: elaborado pela autora.

As injeções têm textura média a grossa equigranular alotriomórfica que contrastam com as texturas metamórficas das bandas leucocráticas e melanocráticas (Figura 16a-b). A mineralogia é Qz, Pl e Kfs em proporções similares (~30%), Gt (~3%) e Bt (5%). Os cristais de Qz variam de 0,08-1,0 mm e apresentam extinção em padrão tabuleiro de xadrez. Esta mesma variação de dimensões é observada nos cristais de Pl e nos Kfs (muitas vezes com pertita ou maclas nas duas direções. Os cristais de Bt variam de 0,16-0,24 mm e os de Gt variam de 0,4-2 mm, e muitas vezes aparecem próximos ao contato com as bandas metamórficas, permitindo supor que estes podem tratar-se de xenocristais (Figura 16a). O contato entre os grãos por vezes tem formas lobadas e côncavo-convexas.

Figura 16 - a) Contraste entre as injeções (porção central-superior) e as bandas melanocráticas (porção inferior), e presença de granadas dessas bandas estarem no limite com as injeções. **b)** Mesma região da figura 15a, entretanto, sob luz polarizada, onde é possível verificar a textura equigranular alotriomórfica mais grossa em contraste à textura metamórfica mais fina e equidimensional das bandas melanocráticas.



Fonte: autora.

O contato entre as bandas e as injeções, quando não capeado por cristais de Bt, não é abrupto. Além disso, *melt films*, *melt pockets*, contatos convexos e lobados, e texturas metamórficas residuais nas bandas leucocráticas indicam que estas porções sofreram fusão parcial. Assim, supõe-se que nestas regiões o leucossoma seja *in-situ* e as injeções representem o leucossoma *in-source*. Como a textura metamórfica e as estruturas estão preservadas, classifica-se tal amostra como um metatexito estromático, sendo o melanossoma representativo de um Hc-Sil-Gt-Crd-Bt gnaïsse.

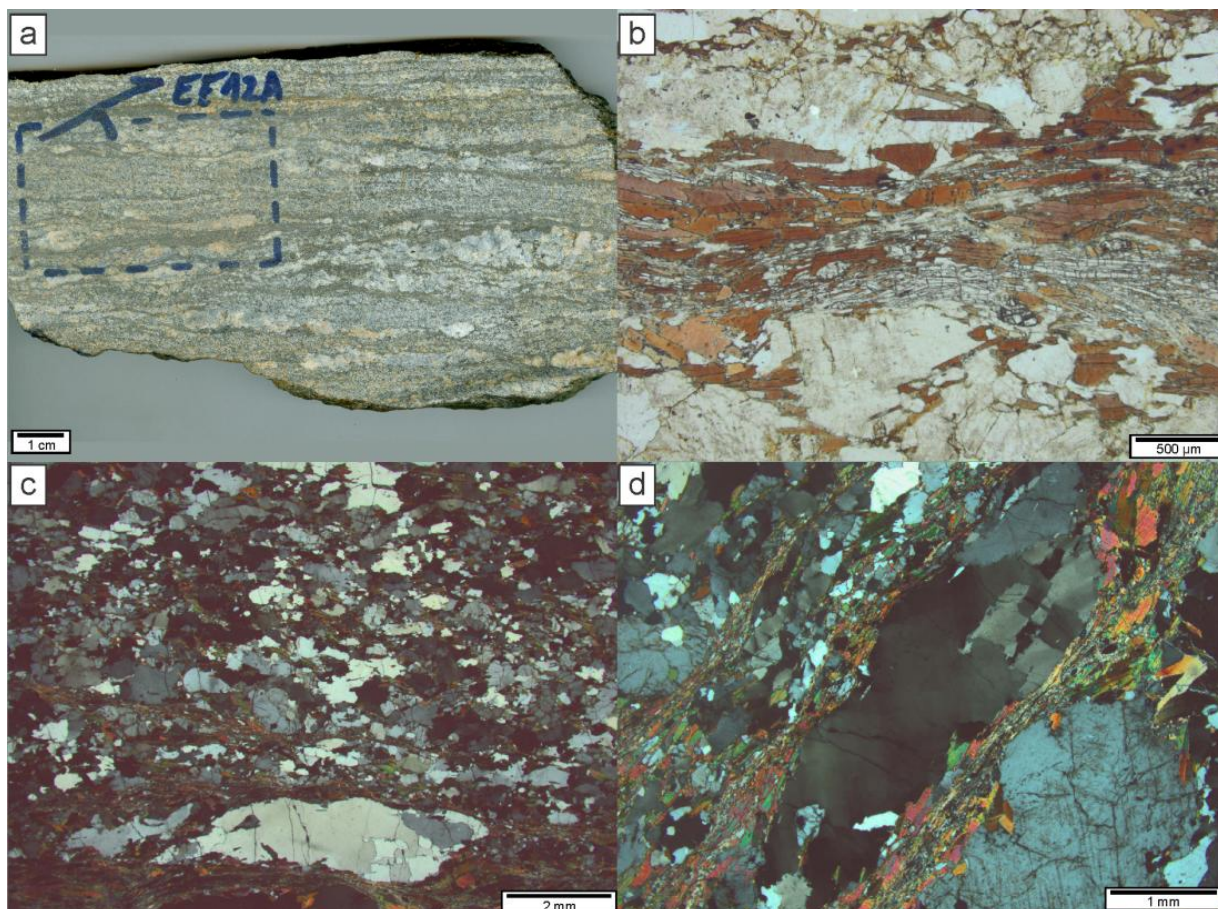
4.2.2. EE-12A

A amostra EE-12A tem bandamento com espessura de até 5 mm, mas tipicamente 1-2 mm. As bandas melanocráticas têm textura fina lepidoblástica e/ou nematoblástica e as bandas leucocráticas têm textura fanerítica equigranular mais grossa e parecem por vezes formar bolsões que encurvam levemente o bandamento (Figura 17a). Em lâmina, observa-se os minerais Bt (25%), Gt (8%), Sil (7%), Opacos (5%) e 50% de Qz+Kfs+Pl, em iguais proporções, além de ~5% de mica branca interpretada como produto de alteração.

As bandas melanocráticas têm até 0,8mm de espessura. São compostas principalmente por cristais de Bt e Sil, que marcam as texturas lepidoblástica e nematoblástica, respectivamente, e raros cristais de Gt (Figura 17b). Os cristais de Bt chegam a 0,6 mm de comprimento no eixo c e os cristais de Sil com ~0,4 mm, já os cristais de Gt tem entre 0,2-0,4 mm. Os cristais de Sil parecem fraturados perpendicularmente ao maior eixo, além disso, os cristais de Bt encontram-se por vezes cloritizados e com opacos nas bordas interpretados como rutilo. Ocorrem raros minerais opacos similares a Ilm.

As bandas leucocráticas são compostas principalmente por cristais de Qz, Pl, Kfs, Bt e esparsos cristais de Gt. Além da textura lepidoblástica marcada pela orientação dos cristais de Bt, esta porção tem predominantemente textura fanerítica equigranular alotriomórfica com granulometria variando de 0,1 mm até 1,6 mm, sendo os cristais maiores estirados (Figura 17c). Cristais de Qz com extinção em padrão tabuleiro de xadrez são comuns (Figura 17d) e indicam condições de deformação superiores a 700°C (KRUHL, 1996).

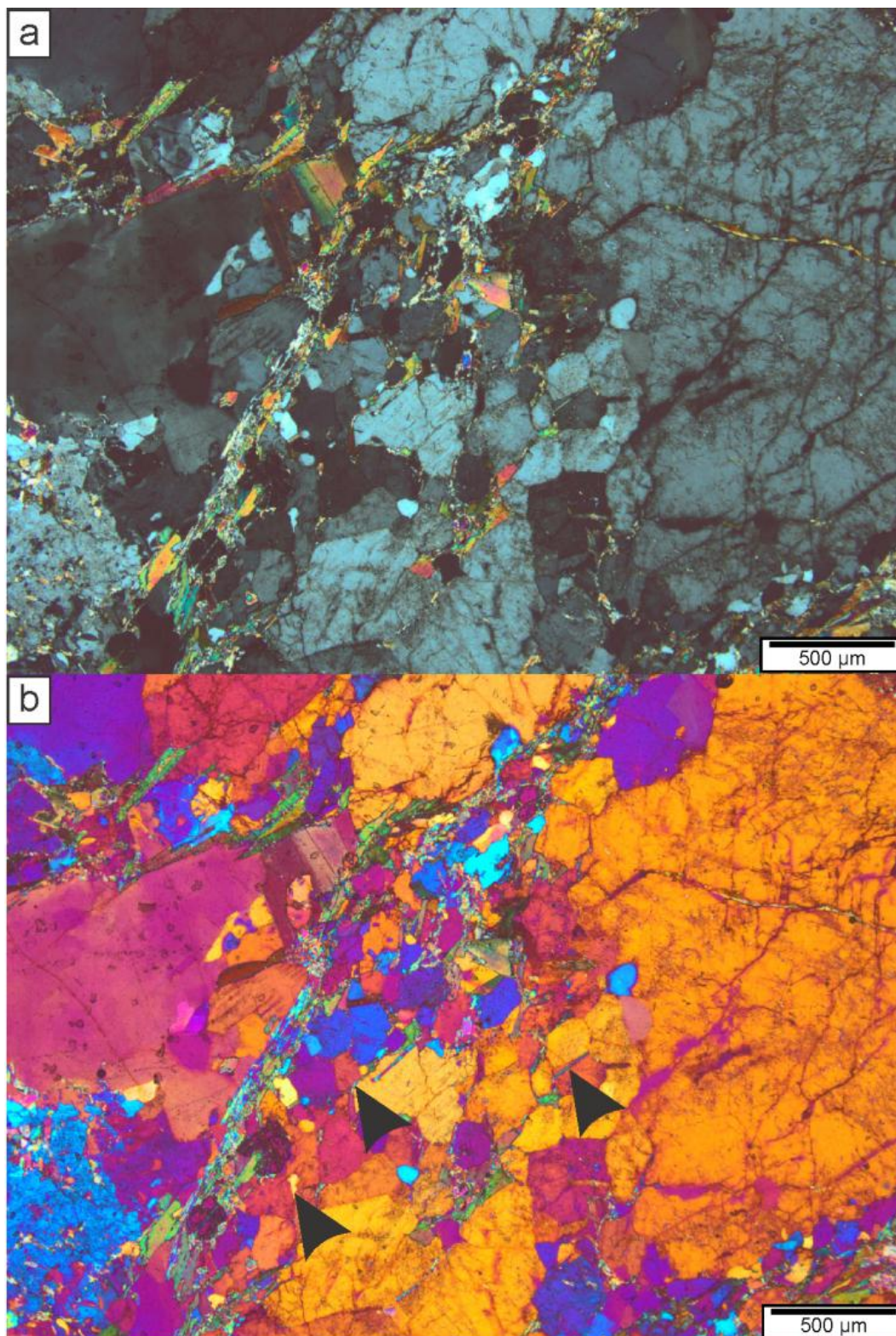
Figura 17 - a) Contraste entre as bandas leucocráticas com textura mais grossa e melanocráticas com textura mais fina da amostra EE-12A. **b)** Detalhe de uma banda melanocrática composta por Bt-Sil-Gt. **c)** Detalhe das bandas leucocráticas, onde é possível ver grande variação granulométrica. **d)** Detalhe de quartzo estirado com extinção em padrão tabuleiro de xadrez.



Fonte: autora.

Os cristais de Gt e Bt presentes nas bandas leucocráticas são similares aqueles das bandas melanocráticas. Nestas bandas também são encontradas raras porções com textura granoblástica poligonal (Figura 18a), onde são observados *melt films* (Figura 18b).

Figura 18 - a) Porções com textura granoblástica poligonal preservada. **b)** Regiões com *melt films* indicados.



Fonte: autora.

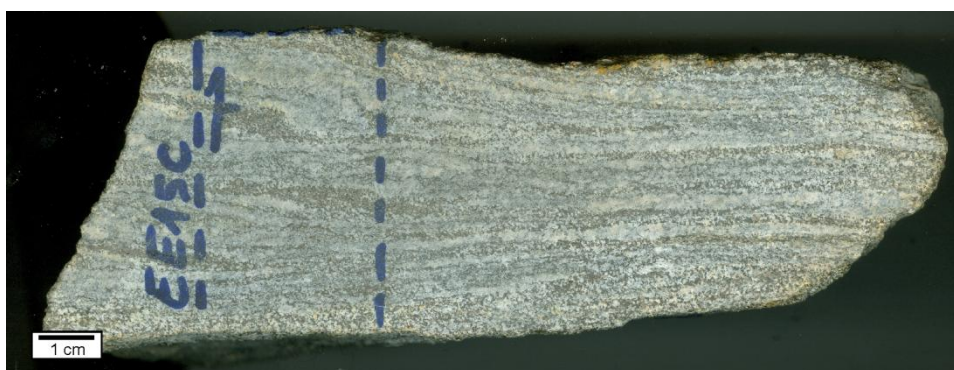
Interpreta-se que as porções melanocráticas correspondem a uma rocha metamórfica, provavelmente um melanossoma. Já porções leucocráticas com textura equigranular são

interpretadas como geradas por um processo ígneo de cristalização, e devido à similaridade entre os minerais máficos encontrados em ambas as bandas, supõe-se que correspondem ao leucossoma. Devido à ocorrência da trama metamórfica preservada no melanossoma e em raras regiões das bandas leucocráticas, e *melt films*, classificou-se a amostra EE-12A como um metatexito oriundo da fusão de um Sil-Gt-Bt gnaiss. Visto que o leucossoma é concordante com a estrutura preservada no melanossoma, é possível classificá-lo como um metatexito estromático.

4.2.3. EE-15C

A amostra (Figura 19) tem bandas de até 0,8 cm, por vezes, não contínuas e com coloração branca e cinza escuro, chamadas de bandas leucocráticas e melanocráticas, respectivamente. As bandas melanocráticas tem textura fina a média e, por vezes, apresentam cristais de Qz ou feldspatos com granulometria relativamente maior. Em contraste, as porções leucocráticas não apresentam minerais máficos na escala da amostra de mão.

Figura 19 - Amostra EE-15C onde é possível ver o contraste de textura entre as bandas leucocráticas (mais grossas) e melanocráticas (mais finas) e o fato das bandas por vezes não serem contínuas.



Fonte: autora.

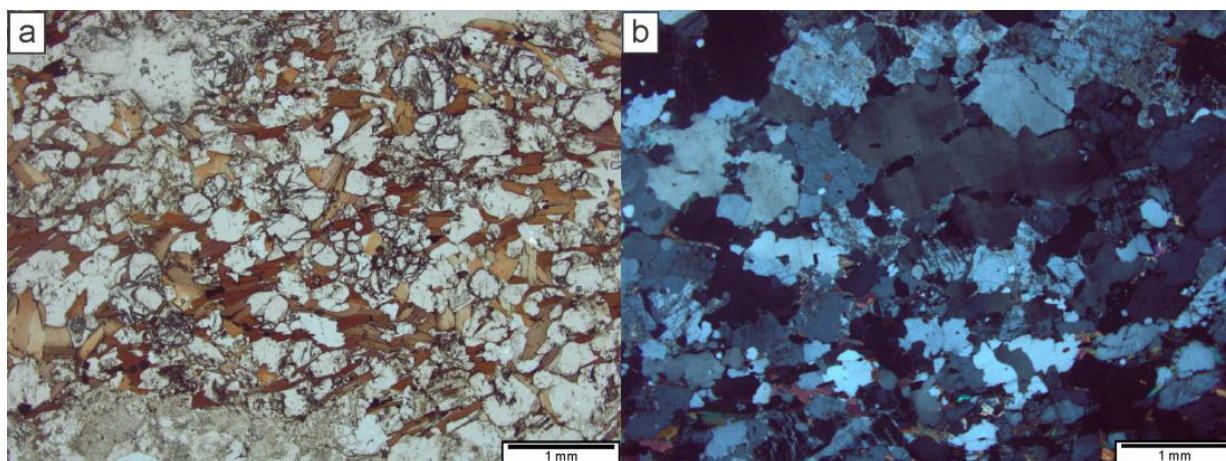
Em lâmina delgada, observam-se os minerais Bt (20%), Gt (10%), Op (5%), Qz (30%), e feldspatos em proporções similares (35%). Os cristais de Bt apresentam pleocroísmo variando de marrom claro a marrom escuro, e tendem a ser maiores e mais concentradas (0,04-0,4 mm) nas porções melanocráticas em contraste as leucocráticas onde são menores (0,01-0,3 mm), mais dispersos e comumente cloritizados. Os cristais de Gt em ambas as porções se assemelham quanto ao tamanho, entretanto são mais dispersos nas porções leucocráticas. Os minerais opacos foram analisados a luz refletida e observou-se raros grãos

semelhantes com reflexão em cores cinzas, interpretados como ilmenita com até 0.2 mm, mas a maioria apresenta reflexão em cores amarelo escuras e tem tamanhos de até 0.4 mm, e são interpretados como sulfetos provavelmente decorrentes de algum evento hidrotermal posterior.

O contraste das texturas encontradas nas porções melanocráticas e leucocráticas é mais evidente em lâmina. As porções melanocráticas (Figura 20a) são compostas por Bt, Gt e Pl e têm textura lepidoplástica marcada pela orientação dos cristais de Bt e granoblástica pela trama dos cristais de Gt e Pl. Estas porções da lâmina têm muitos buracos de forma geral arredondados, o que supõe-se ser de cristais de granada arrancados durante o processo de laminação. Os grãos na banda melanocrática são equidimensionais com ~0.5 mm, chegando a 0.8mm.

As bandas leucocráticas (Figura 20b) têm textura equigranular com cristais em sua maioria anédricos e chegando a 0.4 cm de comprimento no eixo c. Esta banda é composta principalmente por cristais de Qz, Kfs (maioria microclínio) e Pl, mas também apresenta cristais de Bt e Gt mais esparsos. Os cristais de Bt continuam com orientação caracterizando uma textura lepidoblástica, entretanto, a textura observada nestas bandas se assemelha mais a uma textura fanerítica equigranular alotriomórfica, onde se observam também relações de inclusão e contatos côncavo-convexos e lobados. Nesta banda observam-se Qz com extinção em padrão tabuleiro de xadrez, que indicam condições de deformação superiores a 700°C (KRUHL, 1996).

Figura 20 - a) Detalhe das bandas melanocráticas compostas principalmente por Gt-Bt-Pl. **b)** Detalhe das bandas leucocráticas compostas por Pl-Kfs-Qz e raros cristais de Gt e Bt, e onde observa-se textura iniquigranular alotriomórfica.



Fonte: autora.

Interpreta-se que as porções melanocráticas da lâmina correspondem a uma rocha metamórfica, provavelmente resíduo do processo de fusão parcial e mobilização do líquido gerado, ou seja, um melanossoma. Já porções leucocráticas são interpretadas como geradas por fusão parcial, provavelmente relacionados ao melanossoma devido à similaridade dos minerais máficos, e que pode ser chamado de leucossoma. Devido à textura e estrutura metamórfica estarem preservados, e ao leucossoma ser concordante, classificou-se a amostra EE-15C como um metatexito estromático gerado pela fusão de um Gt-Bt gnaiss.

4.3. Geoquímica de Rocha Total

Análises de geoquímica de rocha total foram feitas por Espectrometria de Fluorescência de Raios X realizadas no Centro de Pesquisas em Petrologia e Geoquímica (CPGq) no Instituto de Geociências da UFRGS, através da técnica de amostra fundida com curva de calibração com o padrão ACE e tubos de raios-X de Rh. Os resultados estão apresentados na Tabela 3. Os voláteis foram avaliados através de técnicas gravimétricas (LOI – *loss of ignition*). O P_2O_5 não é um dado de entrada aceito no Perple_X, logo utiliza-se a metodologia descrita no Apêndice B para definir a quantidade de CaO que seria proporcional ao P_2O_5 para formar apatita (CaO_{apatita}) e se retira esse valor do CaO analisado.

Tabela 3 - Resultados das análises de geoquímica de rocha total.

Óxidos (% em peso)	PEP-4128C		EE-12A		EE-15C	
SiO ₂	57,85		70,09		62,91	
Al ₂ O ₃	21,4		13,73		16,1	
TiO ₂	1,16		0,85		1,05	
Fe ₂ O ₃ / FeO ¹	8,92	8,028	6,29	5,661	7,25	6,525
MnO	0,11		0,12		0,25	
MgO	3,14		1,82		2,4	
CaO / CaO-CaO _{apatita} ²	1,07	0,88562	1,04	0,88196	0,87	0,80145
Na ₂ O	1,3		1,83		1,96	
K ₂ O	3,84		2,78		6,15	
P ₂ O ₅ / CaO _{apatita} ²	0,14	0,18438	0,12	0,15804	0,05	0,06855
LOI	1,1		1,32		0,96	
TOTAL	100,03		99,99		99,95	

¹Fe₂O₃ convertido para FeO por fator de conversão de 0,89.

²P₂O₅ não é um dado utilizável no Perple_X, assim segundo transformação descrita no apêndice B, subtrai-se o equivalente de CaO que seria utilizado junto com o P₂O₅ na fórmula da apatita (CaO_{apatita}) do valor de CaO analisado.

4.4. Química Mineral

Análises de química mineral foram obtidas na microsonda eletrônica (ME) do Instituto de Geociências da UFRGS sob condições analíticas de 15nV e 15nA. Análises pontuais foram feitas em cristais de cordierita, hercinita, granada, biotita e plagioclásio, cujos resultados completos podem ser vistos no Apêndice C. As Tabela 4 e Tabela 5 apresentam os intervalos dos resultados de análises pontuais em % em peso para os óxidos como obtido na ME, intervalos dos números de íons recalculados com base na fórmula química do mineral (DEER *et al.*, 1992) e os teores de X_{An} , X_{Mg} , X_{Gros} , X_{Sp} , X_{Py} , X_{Alm} .

Como pode ser visto na Tabela 4, a amostra PEP-4128C teve análises pontuais feitas em plagioclásio, biotita, granada cordierita e hercinita. O X_{Mg} varia nos cristais de biotita de 0,38 a 0,44, nos de cordierita de 0,56 a 0,59 e nos de espinélio (hercinita) de 0,11 a 0,13. As análises em cristais de granadas mostram X_{Py} de 0,11 a 0,19, X_{Alm} de 0,77 a 0,82, X_{Gros} de 0,023-0,033 e X_{Sp} de 0,029-0,036. O plagioclásio apresenta X_{An} entre 0,24 e 0,31.

Tabela 4 - Resultados de química mineral para amostra PEP-4128C.

% peso dos óxidos em cada mineral					
Mineral (n° de pontos)	Plagioclásio (8)	Biotita (10)	Granada (11)	Cordierita (10)	Hercinita (11)
SiO ₂	59,75 - 60,97	33,87 - 35,20	35,64 - 37,71	47,64 - 48,19	0 - 0,05
TiO ₂		1,91 - 3,68	0 - 0,046		0 - 0,5
Al ₂ O ₃	24,61 - 25,54	17,69 - 18,56	21,44 - 21,70	32,8 - 33,42	58,62 - 59,61
Cr ₂ O ₃					0,10 - 0,33
FeO	0 - 0,08	20,45 - 22,21	33,00 - 36,33	8,90 - 9,97	36,21 - 37,81
MnO		0 - 0,058	0,86 - 1,88	0,09 - 0,22	0,11 - 0,19
MgO	0 - 0,02	7,66 - 9,06	2,27 - 5,35	7,02 - 7,45	2,55 - 3,08
CaO	5,34 - 6,64	0 - 0,017	1,01 - 1,27	0 - 0,7	0 - 0,02
Na ₂ O	7,89 - 8,71	0,06 - 0,1563		0,10 - 0,21	
K ₂ O	0,16 - 0,31	8,88 - 9,61		0 - 0,06	
Número de Ânions					
	O 32	O 22	O 24	O 16	O 32
Si	10,66 - 10,89	5,00 - 5,16	5,83 - 6,06	4,94 - 4,98	0 - 0,004
Ti		0,21 - 0,41	0 - 0,005		0 - 0,09
Al	5,11 - 5,36	3,10 - 3,28	0,17 - 0,21	4,00 - 4,08	15,69 - 15,86
Cr					0,01 - 0,06
Fe	0 - 0,01	2,55 - 2,74	4,38 - 4,86	0,77 - 0,86	6,9 - 7,09

Mn		0 - 0,007	0,11 - 0,25	0,010 - 0,019	0,02 - 0,3
Mg	0 - 0,001	1,69 - 2,01	0,54 - 0,95	1,10 - 1,16	0,85 - 1,03
Ca	1,00 - 1,26	0,84 - 0,90	0 - 0,21	0 - 0,004	0 - 0,007
Na	2,71 - 2,93	0,01 - 0,05		0,02 - 0,04	
K	0,03-0,07	1,68 - 1,81		0 - 0,009	
	X_{An}	X_{Mg}	X_{Py}	X_{Mg}	X_{Mg}
	0,26 - 0,31	0,38 - 0,42	0,11 - 0,19	0,56 - 0,59	0,11 - 0,13
			X_{Alm}		
			0,77 - 0,82		
			X_{Gros}		
			0,023 - 0,033		
			X_{Sp}		
			0,029 - 0,036		

As amostras EE-15C e EE-12A tiveram análises feitas em cristais de plagioclásio, biotita e granada, como pode ser visto na Tabela 5. Na amostra EE-15C, cristais de plagioclásio tem X_{An} entre 0,23 e 0,3 e de biotita tem X_{Mg} entre 0,4 e 0,43, enquanto análises em cristais de granada mostram X_{Py} de 0,11 a 0,17, X_{Alm} de 0,69 a 0,71, X_{Gros} de 0,032 a 0,042 e X_{Sp} de 0,9 a 0,14. A amostra EE-12A apresentou X_{Mg} para cristais de biotita entre 0,36 e 0,4, X_{An} entre 0,19 e 0,21 para cristais de plagioclásio, e os cristais de granadas tem X_{Py} entre 0,1 e 0,14, X_{Alm} entre 0,74 e 0,76, X_{Gros} entre 0,026 e 0,032 e X_{Sp} entre 0,5 e 0,14.

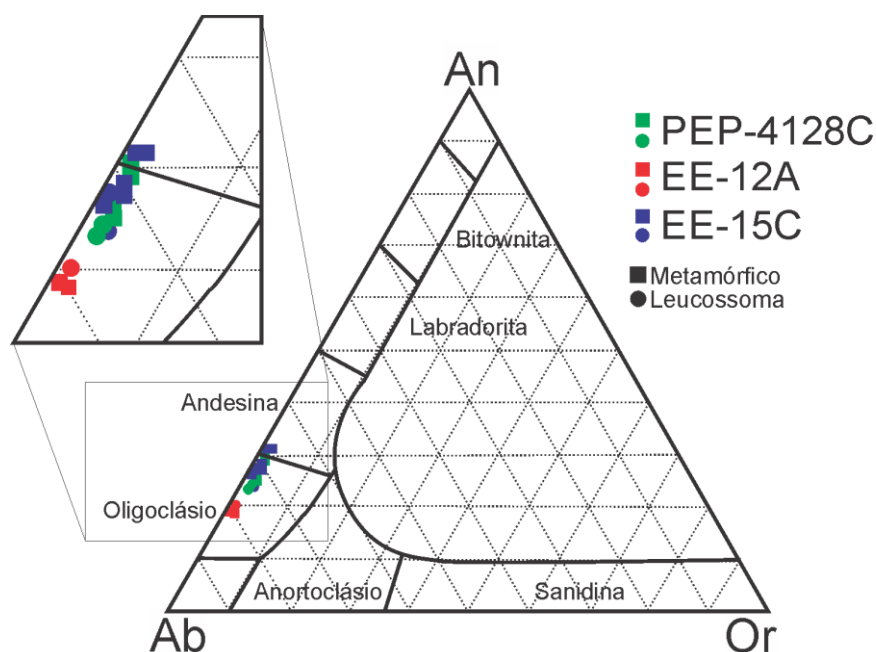
Tabela 5 - Resultados de química mineral para as amostras EE-15C e EE-12A.

EE-15C				EE-12A		
% peso dos óxidos em cada mineral						
Mineral (n° de pontos)	Plagioclásio (7)	Biotita (8)	Granada (6)	Plagioclásio (3)	Biotita (5)	Granada (7)
SiO₂	60,22 - 62,21	34,95 - 35,35	36,54 - 37,93	62,51 - 62,88	33,77 - 34,72	35,88 - 37,46
TiO₂		2,86 - 4,4	0 - 0,03		2,61 - 3,12	0 - 0,04
Al₂O₃	24,11 - 25,45	17,34 - 18,57	21,1 - 21,63	23,35 - 23,53	18,31 - 19,55	21,12 - 21,55
FeO	0,01 - 0,06	20 - 21,23	30,85 - 31,58	0 - 0,02	21,2 - 23,25	32,34 - 33,58
MnO		0,2 - 0,33	4,26 - 5,78		0,07 - 0,22	2,36 - 5,91
MgO	0 - 0,01	7,96 - 8,71	2,82 - 4,11		7,31 - 7,7	2,14 - 3,81
CaO	4,97 - 6,44		1,11 - 1,45	4,11 - 4,39		0,85 - 1,07
Na₂O	8,07 - 8,99	0,07 - 0,15		9,17 - 9,38	0,05 - 0,12	
K₂O	0,17 - 0,27	9,51 - 9,78		0,07 - 0,14	9,5 - 9,75	
Número de Ânions						
	O 32	O 22	O 24	O 32	O 22	O 24
Si	10,68 - 10,97	5,13 - 5,18	5,96 - 6,05	11,09 - 11,13	5,03 - 5,10	5,90 - 6
Ti		0,34 - 0,48	0-0,003		0,29 - 0,34	0 - 0,005
Al	5,01 - 5,32	3 - 3,22	3,97 - 4,12	4,87 - 4,92	3,23 - 3,41	4,05 - 4,14
Fe	0,001 - 0,01	2,46 - 2,74	4,06 - 4,24		2,62 - 2,91	4,41 - 4,53

Mn	0,001 - 0,04	0,57 - 0,79		0,0009 - 0,02	0,32 - 0,82
Mg	0 - 0,003	1,74 - 1,91	0,68 - 0,97	1,61 - 1,69	0,52 - 0,91
Ca	0,93 - 1,22	0,88 - 0,91	0,19 - 0,25	0,78 - 0,83	0,89 - 0,92
Na	2,77 - 3,07	0,01 - 0,04		3,15 - 3,22	0,01 - 0,03
K	0,03 - 0,06	1,76 - 1,82		0,01 - 0,03	1,79 - 1,84
	X_{An}	X_{Mg}	X_{Py}	X_{An}	X_{Mg}
	0,23 - 0,3	0,4 - 0,43	0,11 - 0,17	0,19 - 0,21	0,36 - 0,4
			X_{Alm}		X_{Alm}
			0,69 - 0,71		0,74 - 0,76
			X_{Gros}		X_{Gros}
			0,032 - 0,042		0,026 - 0,032
			X_{Sp}		X_{Sp}
			0,09 - 0,14		0,05 - 0,14

As análises de química mineral mostram que os cristais de plagioclásio têm uma variação do X_{An} de 0,24-0,31, 0,23-0,3 e 0,19-0,21 para as amostras PEP-4128C, EE-15C e EE-12A, respectivamente. Como pode ser visto na Figura 21, os cristais de plagioclásio analisados são predominantemente oligoclásio, chegando também a composições de andesina. Nas amostras PEP-4128C e EE-15C é possível verificar que cristais de plagioclásio analisados em porções do leucossoma tem X_{An} mais baixos que aqueles analisados em porções com textura metamórfica.

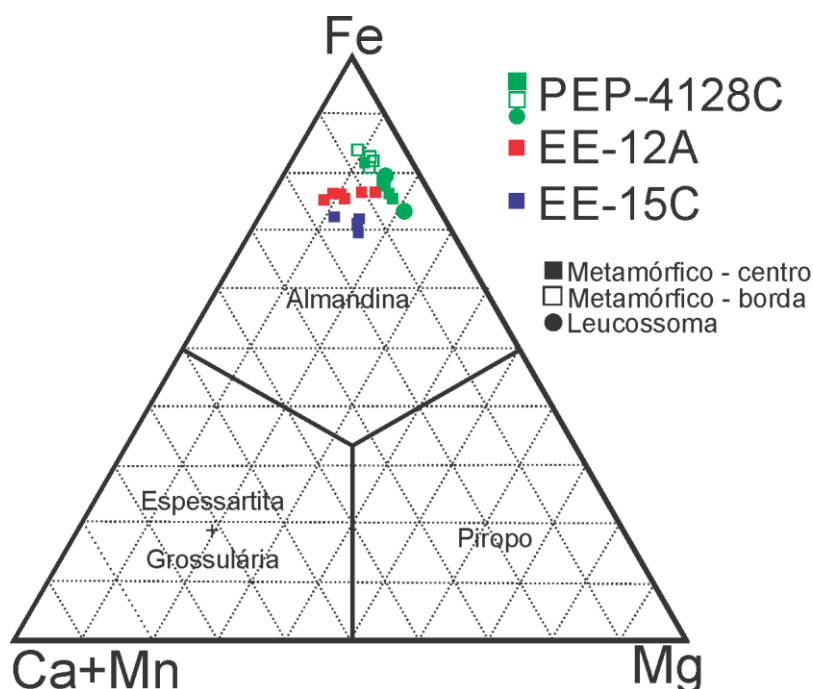
Figura 21 - Composição dos cristais de plagioclásio analisados.



Fonte: elaborado pela autora.

Quanto à granada, como pode ser visto na Figura 22, teores de X_{Alm} entre 0,69 e 0,82, permitem classificar todos os cristais analisados como almandina. Na amostra PEP-4128C foram feitas análises no centro e na borda dos cristais, as quais mostraram que as bordas têm X_{Alm} mais altos, X_{Py} mais baixos, e X_{Sp} e X_{Gros} similares ao núcleo. Duas análises feitas em cristais de granada no leucossoma na amostra PEP-4128C não mostraram variações em relação as análises feitas em cristais em regiões com textura metamórfica.

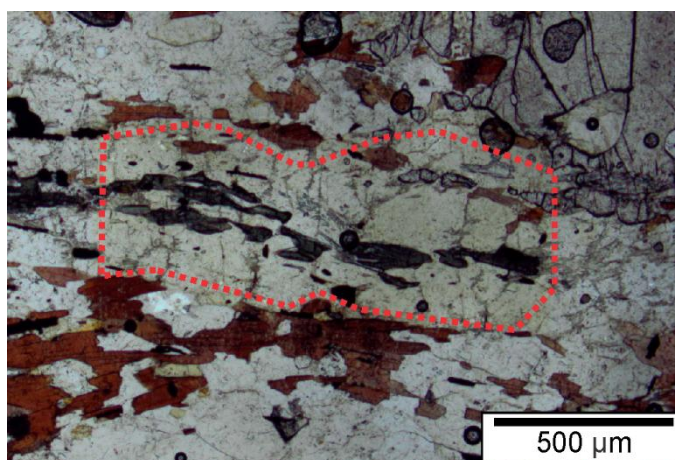
Figura 22 - Classificação dos cristais de granada analisados.



Fonte: elaborado pela autora.

Na microsonda eletrônica também foi realizado um mapa quantitativo em um domínio composicional composto principalmente por Crd e Hc (Figura 23). Além de saber a composição total do mapa também é possível determinar a composição de polígonos quaisquer recortados na área do mapa. A Tabela 6 mostra a composição de diferentes áreas recortadas do mapa principal, sendo a composição da área 1 utilizada para a modelagem termodinâmica do domínio composicional.

Figura 23 - Área da lâmina PEP-4128C com o domínio composicional (Hc-Crd-Sil-Ilm-Bt-Pl-Kfs) onde foi obtido o mapa composicional quantitativo obtido na Microsonda Eletrônica com a área do mapa 1 tracejada em vermelho.



Fonte: elaborado pela autora.

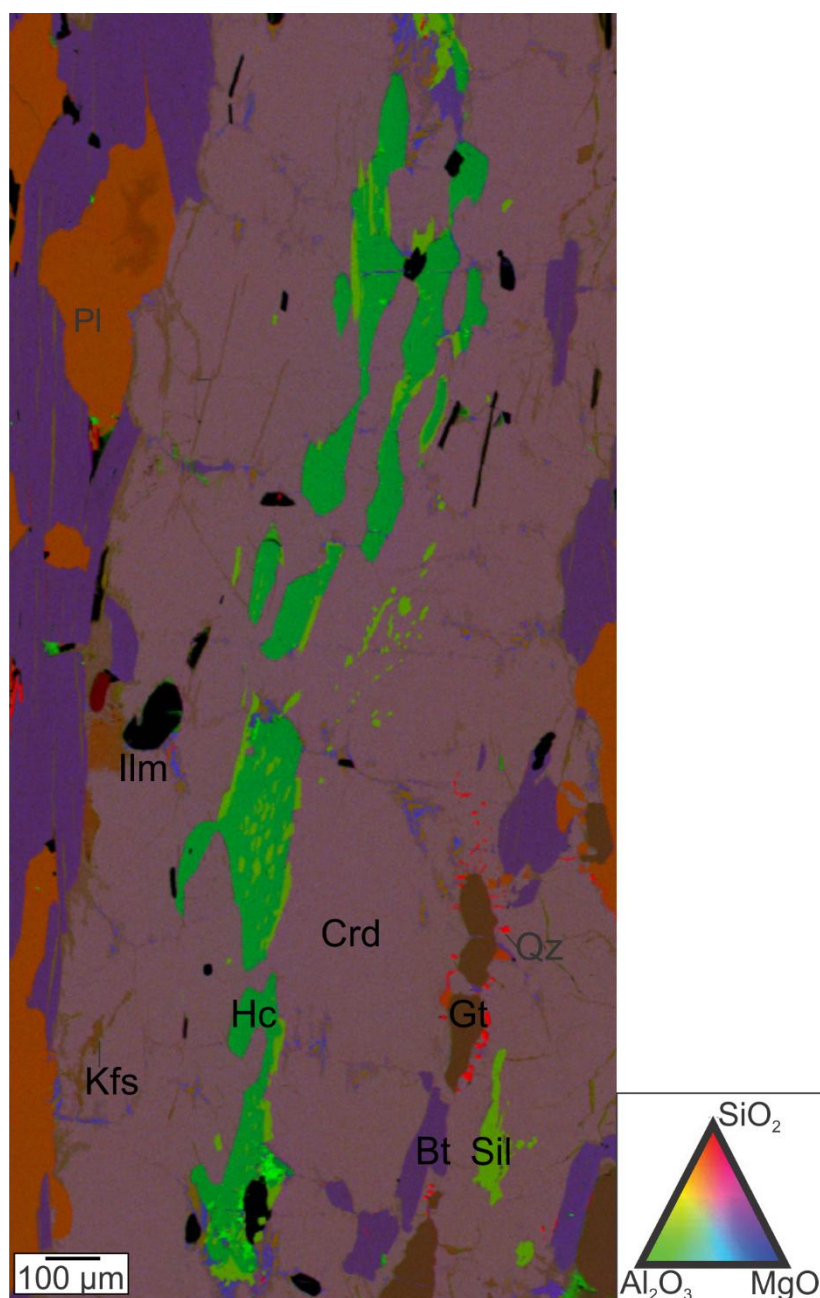
Tabela 6 - Composição de diferentes áreas do mapa composicional quantitativo do domínio composicional.

% em peso / áreas	1	2	3	4	5
SiO ₂ *	38,74	36,49	38,41	37,62	38,31
CaO	0,18	0,14	0,16	0,14	0,15
FeO	13,64	14,31	13,41	13,89	13,42
Na ₂ O	0,31	0,29	0,3	0,3	0,3
MgO	5,42	5,35	5,48	5,36	5,54
K ₂ O	0,5	0,27	0,32	0,26	0,37
MnO	0,33	0,31	0,31	0,31	0,3
Al ₂ O ₃	35,84	38,3	36,62	37,07	36,92
TiO ₂	0,58	0,37	0,57	0,65	0,46
SiO ₂ corrigida*	41,31	38,92267	40,97067	40,128	40,864
TOTAL	98,11	98,26267	98,14067	98,108	98,324

*Durante o procedimento na Microsonda Eletrônica foi observado que a SiO₂ das análises pontuais de cordierita deram valores mais altos que as análises observadas no mapa. Estes valores se relacionam com um fator de ~1.06666, o qual foi utilizado para se corrigir o valor de SiO₂ (obtendo-se assim SiO₂corrigida). Tal correção forneceu melhores fechamentos e o valor de SiO₂corrigida foi utilizada no cálculo da pseudosseção.

Na ME, na mesma região onde foram realizados os mapas quantitativos, também foram feitos mapas qualitativos. Como pode ser visto na Figura 24, o domínio composicional é composto por Crd-Hc-Sil-Ilm-Pl-Kfs-Gt-Bt e raros cristais de quartzo não parecem estáveis.

Figura 24 - Mapa composicional qualitativo do domínio composicional.



Fonte: elaborado pela autora.

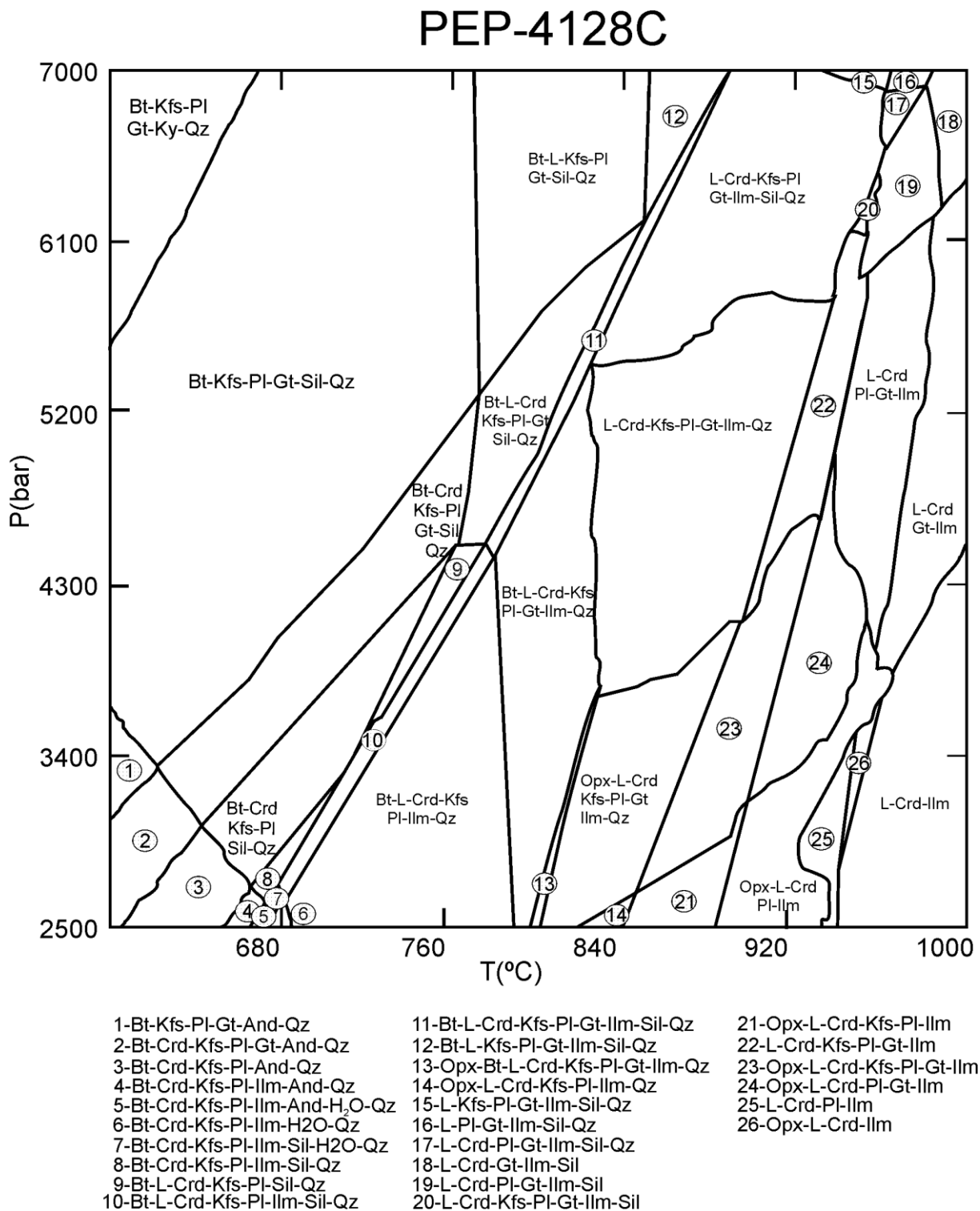
4.5. Pseudosseção

4.5.1. PEP-4128C

Para a amostra PEP-4128C foram modeladas duas pseudosseções. A primeira (Figura 25) foi modelada utilizando a geoquímica de rocha total (Tabela 3) para os intervalos de temperatura de 600-1000 °C e 2,5-7 kbar. Nesta pseudosseção, a paragênese descrita para a

amostra é igual a área de nº 11 (Gt-Bt-Qz-Pl-Kfs-Op-Sil-Crd), que indica condições variando de 780-880 °C e 4,3-7 kbar.

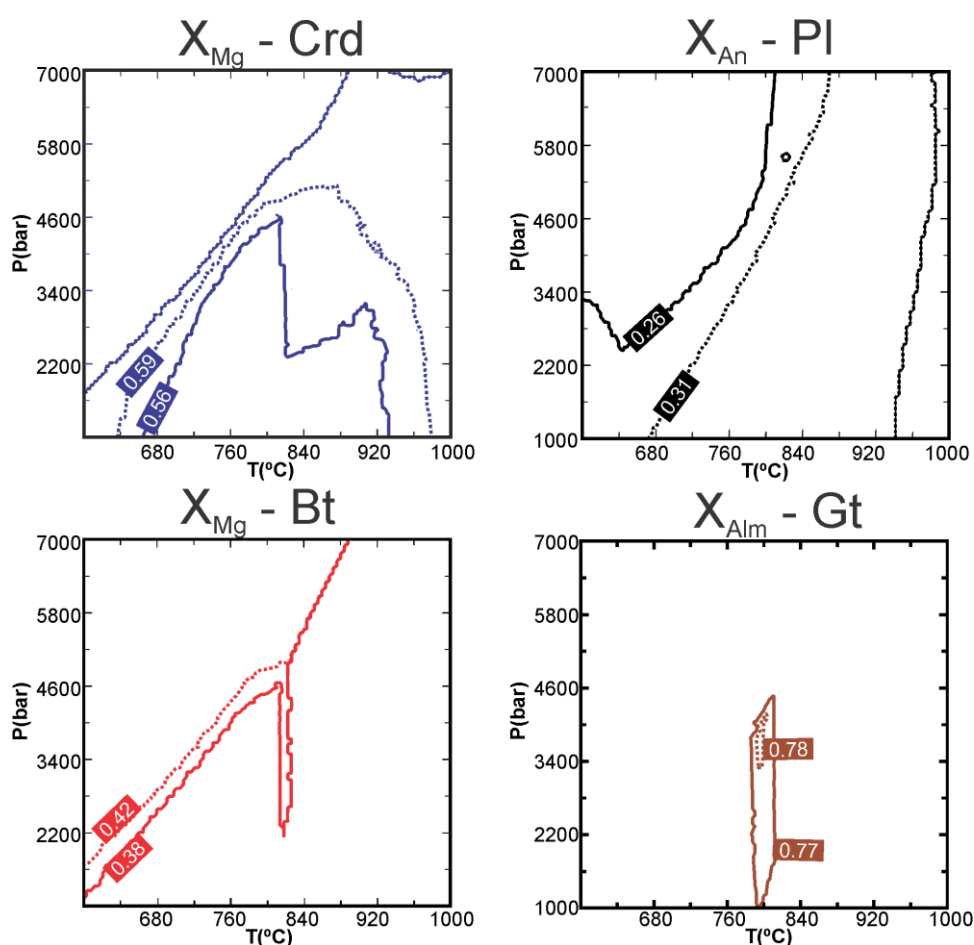
Figura 25 - Pseudosseção modelada a partir da geoquímica de rocha total da amostra PEP-4128C.



Fonte: elaborado pela autora.

Para restringir as condições geotermobarométricas foram calculadas as isopletras representativas do X_{Mg} de Crd entre 0,56 e 0,59, X_{An} de Pl entre 0,26 e 0,31, X_{Mg} de Bt entre 0,38 e 0,42 e X_{Alm} de Gt de 0,77 a 0,78 (Figura 26), conforme resultados da química mineral (Tabela 4), com exceção ao X_{Alm} , visto que a modelagem termodinâmica não previu valores superiores a 0,78.

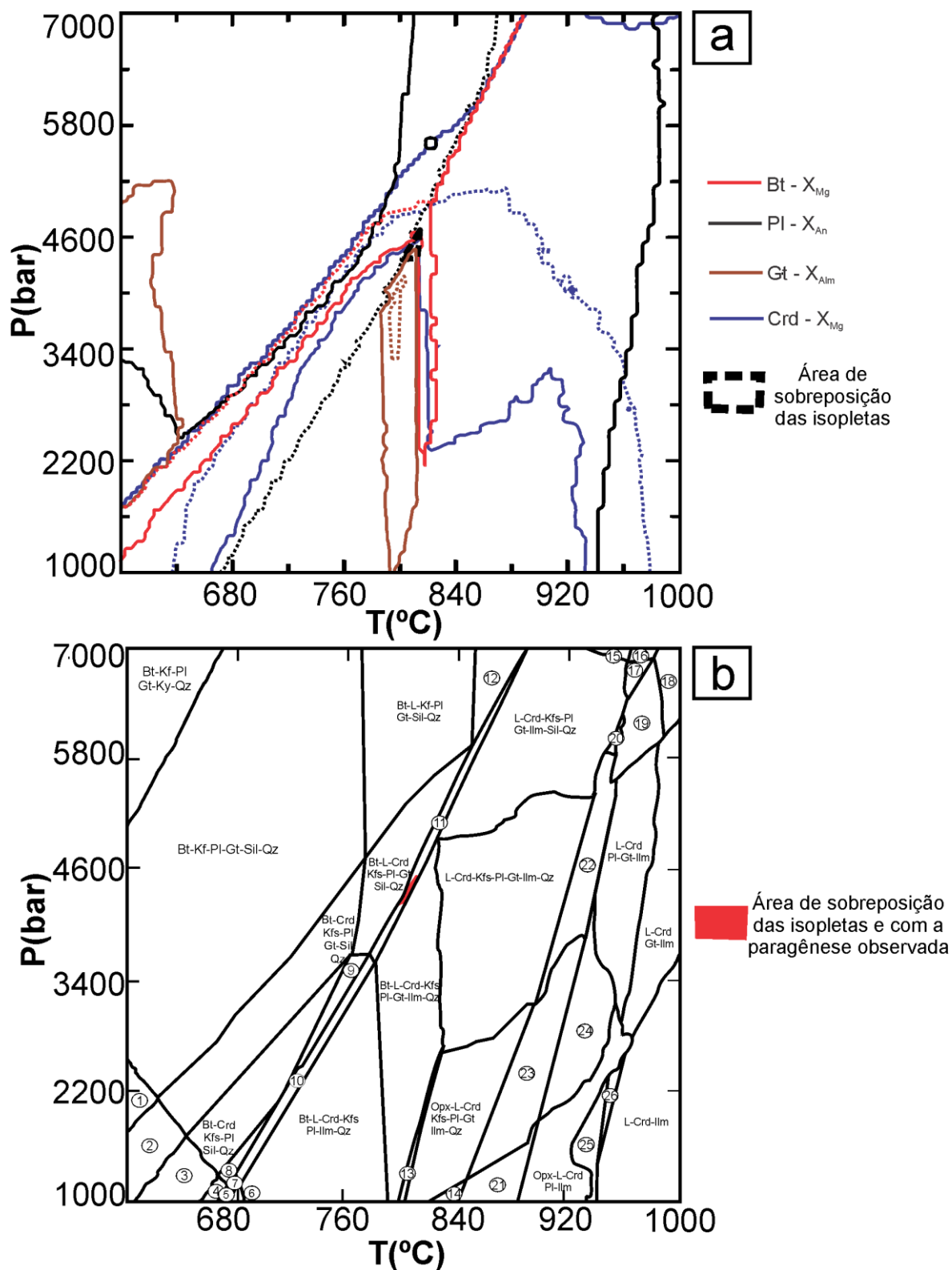
Figura 26 - Isopletras utilizadas para a restringir as condições geotermobarométricas da amostra PEP-4128C.



Fonte: elaborado pela autora.

Como pode ser visto na Figura 27a, o uso das isopletras restringe o campo das condições geotermobarométricas da amostra PEP-4128C. As isopletras cruzam em um intervalo de temperatura de 800-810 °C e pressão de ~4,5 kbar, que já se encontra que já se encontra dentro dos limites previstos para a assembleia mineral de nº 11 (Figura 27b). A porcentagem de fusão parcial (L) é de 11-15% (Apêndice D).

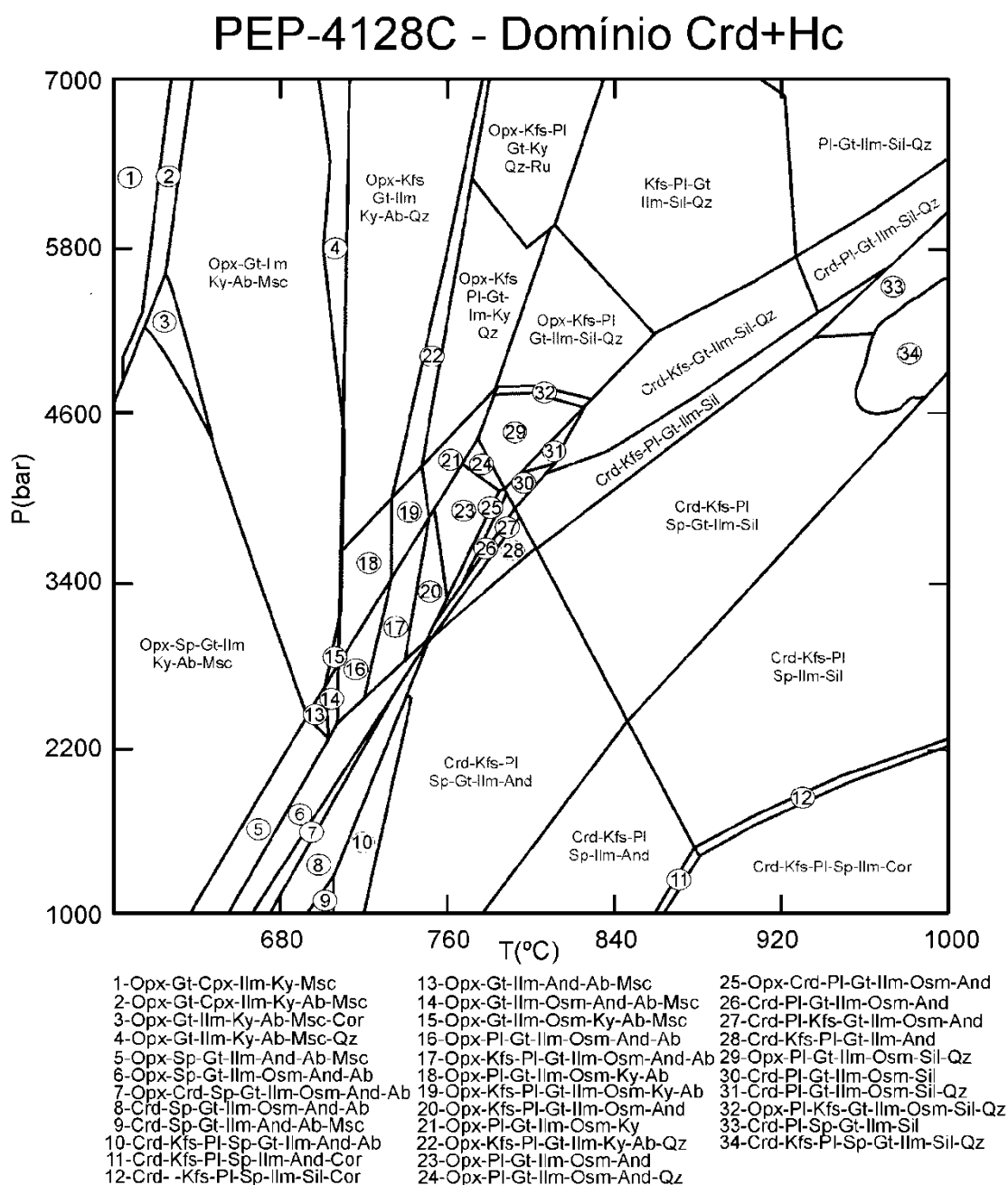
Figura 27 – a) Área de sobreposição das isopletras da amostra PEP-4128C. b) Área de sobreposição das isopletras sob a pseudosseção.



Fonte: elaborado pela autora.

A segunda pseudosseção da amostra PEP-4128C foi calculada utilizando a composição da área 1 do mapa composicional quantitativo obtido na ME (Tabela 6). Tal pseudosseção tem como objetivo determinar as condições geotermobarométricas as quais formou-se o domínio composicional composto por Crd-Hc-Ilm-Sil-Pl-Kfs-Gt. O campo de estabilidade da paragênese para pseudosseção (Figura 28) contém todos os minerais observados e apresenta condições que variam 800-960°C e 2,2-4,8kbar.

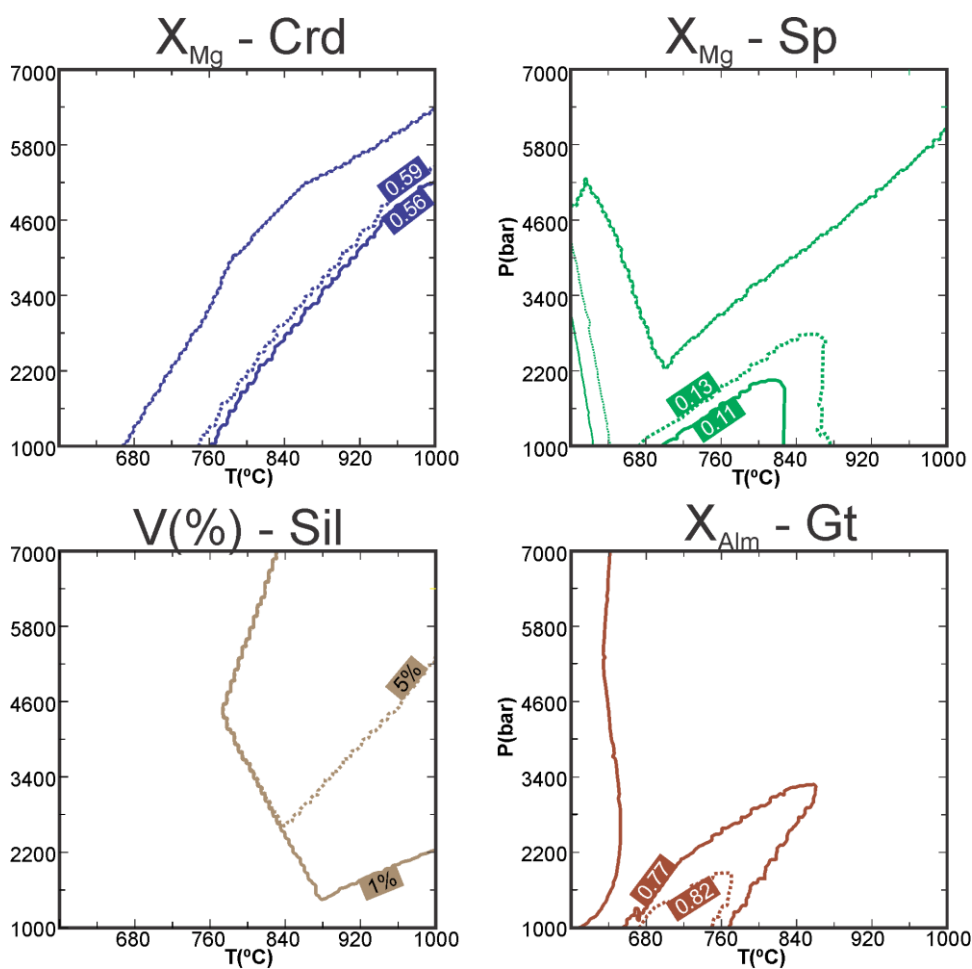
Figura 28 - Pseudosseção modelada a partir da composição do domínio composicional composto por principalmente por Crd-Hc-Sil-Ilm da amostra PEP-4128C.



Fonte: elaborado pela autora.

Para restringir as condições geotermobarométricas foram utilizadas as isopletras representativas do X_{Mg} de Crd entre 0,56 e 0,59, X_{Mg} de Sp entre 0,11 e 0,13, Vol (%) de Sil entre 1 e 5 e X_{Alm} de Gt de 0,75 a 0,82 (Figura 29), conforme resultados da química mineral (Tabela 4).

Figura 29 - Isopletras utilizadas para a restringir das condições geotermobarométricas do domínio composicional da amostra PEP-4128C.

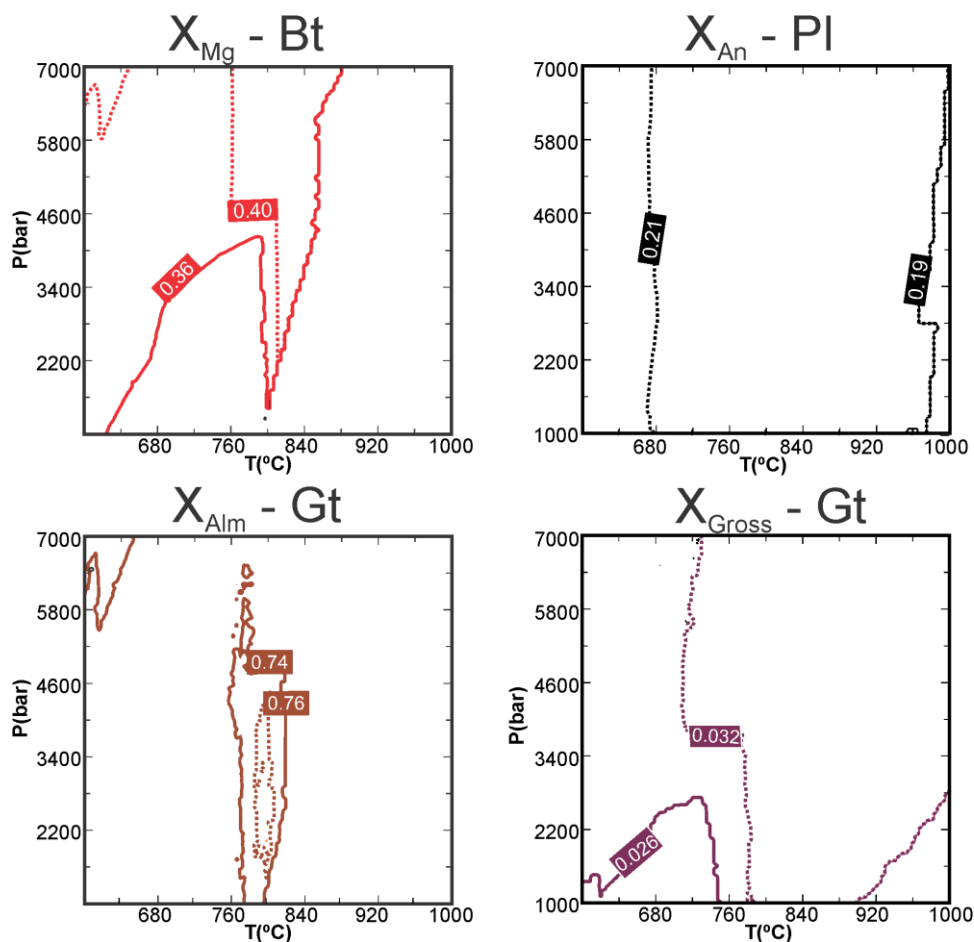


Fonte: elaborado pela autora.

Como pode ser visto na Figura 30a, o uso das isopletras restringe o campo das condições geotermobarométricas do domínio composicional da amostra PEP-4128C. As isopletras cruzam em um intervalo de temperatura de 830 a 850 °C e pressão 2.6-3 kbar, o que restringe as condições previstas para o domínio e já se encontra no intervalo de estabilidade da paragênese (Figura 30b).

Para esta amostra foram utilizadas as isopletas representativas do X_{Mg} de Bt entre 0,36 e 0,40, X_{An} de Pl entre 0,19 e 0,21, X_{Alm} de Gt de 0,74 a 0,76 e X_{Gross} de 0,026 a 0,032 (Figura 32), conforme resultados da química mineral (Tabela 5).

Figura 32 - Isopletas utilizadas para restringir as condições geotermobarométricas da amostra EE-12A.



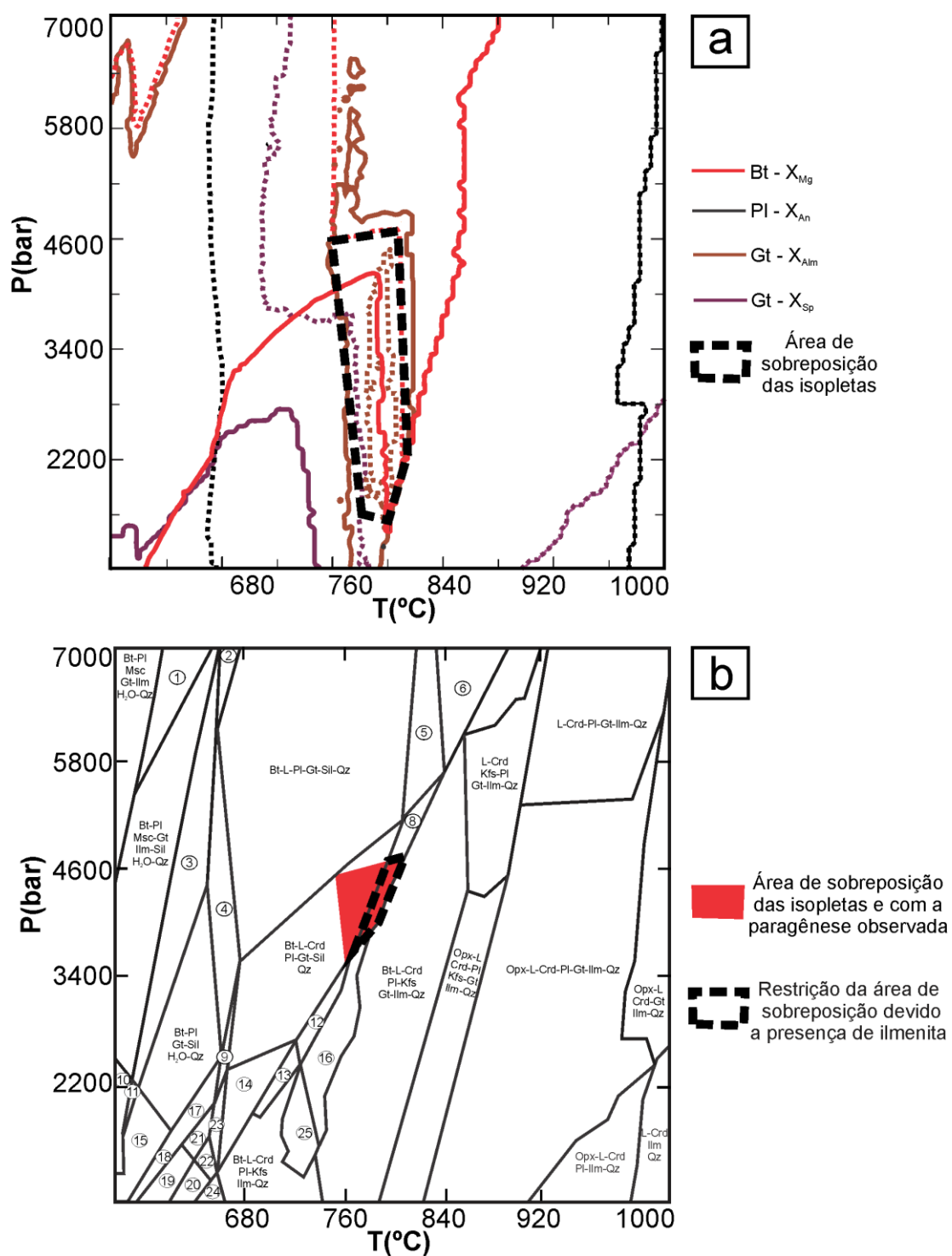
Fonte: elaborado pela autora.

Com a sobreposição das isopletas é possível definir grandes intervalos de pressão e temperatura (Figura 33a), principalmente porque as isopletas referentes ao X_{Gross} não cruzam com as demais isopletas. Com a sobreposição forçada desses intervalos na pseudosseção é possível restringi-los ainda mais, devido a presença da sillimanita na paragênese (Figura 33b). Assim, selecionam-se dois campos que se diferem pela presença de ilmenita. Supondo que os opacos descritos são ilmenita, o que é provável pelas características óticas observadas na luz refletida e pelo fato da PEP-4128C ter ilmenita, as condições registradas na amostra EE-12A são de 760-800°C e 3.4-4.6 kbar, e a porcentagem de L de ~15% (Apêndice D).

Estes campos não foram inicialmente selecionados como possibilidades, pois preveem Crd na paragênese e não Kfs. O modelo prevê 1-2% de Crd, o que possivelmente não foi descrito durante a petrografia devido a baixa proporção e também devido as propriedades

óticas da Crd que se assemelham ao Qz. Quanto à ausência de Kfs, conclui-se que tal espécie mineral observada em lâmina delgada tenha sido cristalizada da fusão parcial (L) e, assim, não compõe a paragênese metamórfica da amostra.

Figura 33 – a) Sobreposição das isopletras calculadas para a amostra EE-12A com a área de sobreposição indicada. b) Pseudosseção da amostra EE-12A com a área de sobreposição das isopletras restringido para campos onde há sillimanita (em vermelho) e para a paragênese com ilmenita (preto tracejado).

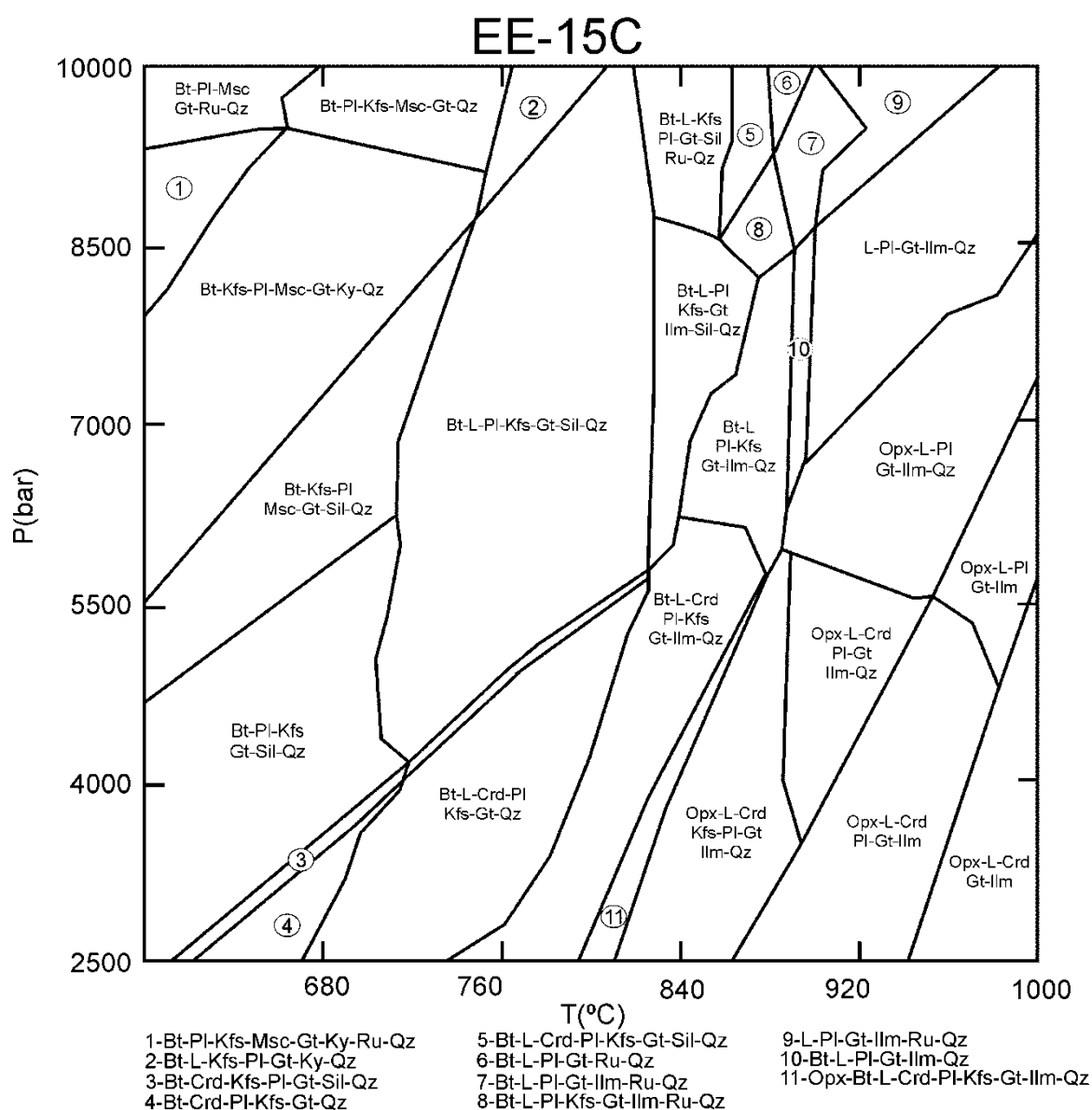


Fonte: elaborado pela autora.

4.5.3. EE-15C

Para a amostra EE-15C a pseudosseção (Figura 34) foi calculada com base na geoquímica de rocha total (Tabela 3) entre os intervalos de temperatura de 600-1000°C e 2.5-10 kbar. A paragênese Pl-Kfs-Qz-Bt-Gt-Op-L, descrita para a amostra, aparece estável em intervalos de 830-880 °C e 5.5-8.4 kbar.

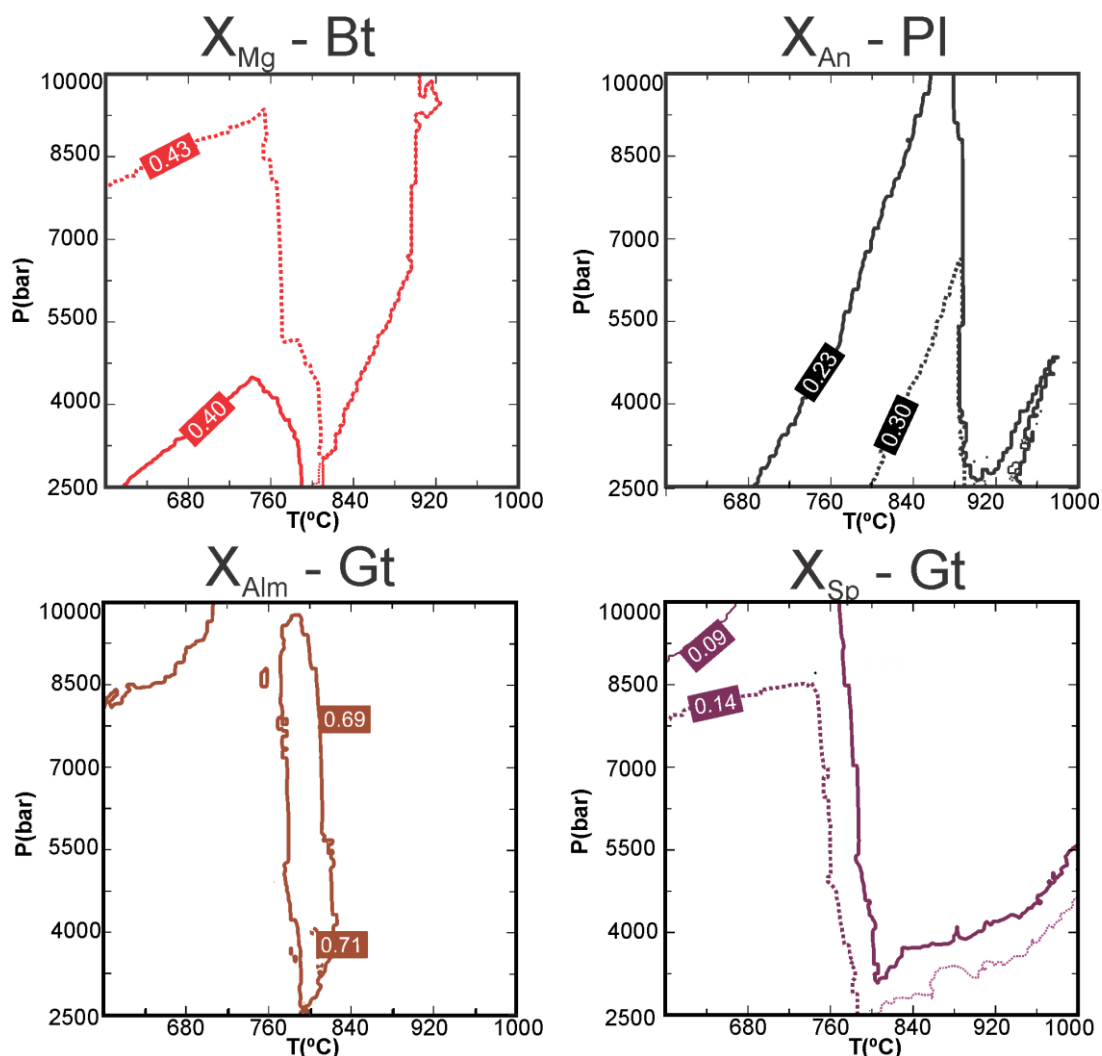
Figura 34 - Pseudosseção modelada a partir da geoquímica de rocha total da amostra EE-15C.



Fonte: elaborado pela autora.

Para esta amostra foram utilizadas as isopletras representativas do X_{Mg} de Bt entre 0,4 e 0,43, X_{An} de Pl entre 0,23 e 0,3, X_{Alm} de Gt de 0,69 a 0,71 e X_{Sp} de 0,09 a 0,14 (Figura 35), conforme resultados da química mineral (Tabela 5).

Figura 35 - Isopletras utilizadas para restringir as condições geotermobarométricas da amostra EE-15C.

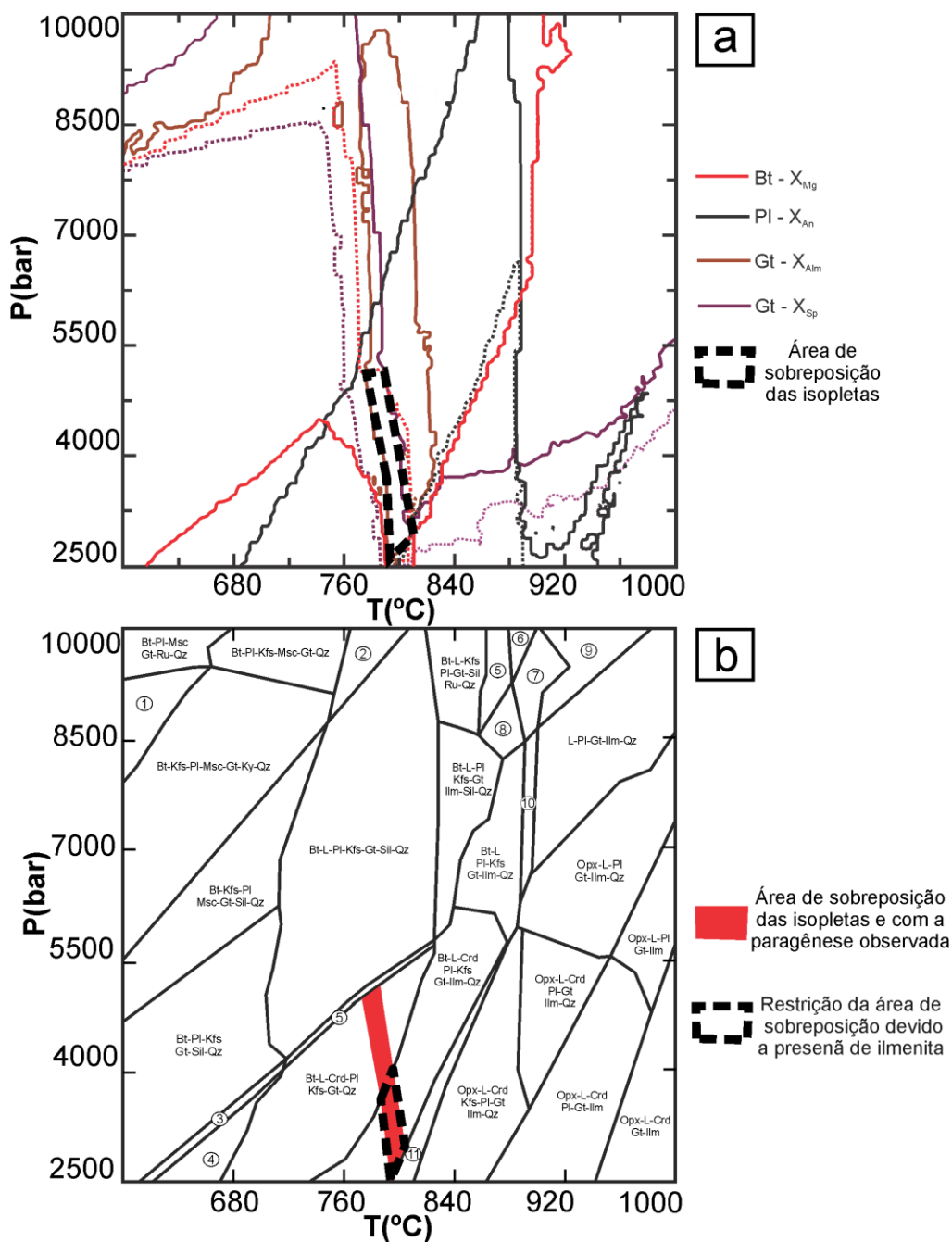


Fonte: elaborado pela autora.

Com a sobreposição das isopletras é possível definir uma temperatura de $\sim 800^{\circ}\text{C}$ e um intervalo de pressão de 5.5 a 2.5 kbar (Figura 36a). Com a sobreposição desses intervalos na pseudosseção é possível restringi-los, visto que não há sillimanita da amostra EE-15C (Figura 36b). Assim, novamente, selecionam-se dois campos de estabilidade, que se diferem pela presença de ilmenita. Nesta amostra a maioria dos opacos tem coloração bronze, entretanto, raros cristais assemelham-se a ilmenita. Desta forma, as condições registradas pela amostra EE-15C podem ser restringidas a 2.5-4 kbar e $\sim 800^{\circ}\text{C}$, e L em porcentagem de $\sim 8\%$ (Apêndice D).

Assim como na amostra EE-12A, estes campos não foram inicialmente selecionados como possibilidades devido a presença de Crd. Nestes campos o modelo prevê 1-2% de Crd, o que possivelmente não foi descrito devido a baixa proporção e também devido as propriedades óticas da Crd que se assemelham ao Qz.

Figura 36 - a) Sobreposição das isopletras calculadas para a amostra EE-15C com a área de sobreposição indicada. **b)** Pseudosseção da amostra EE-12A com a área de sobreposição das isopletras restringido para campos onde não há sillimanita (em vermelho) e para a paragéneses com ilmenita (preto tracejado).



Fonte: elaborado pela autora.

5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

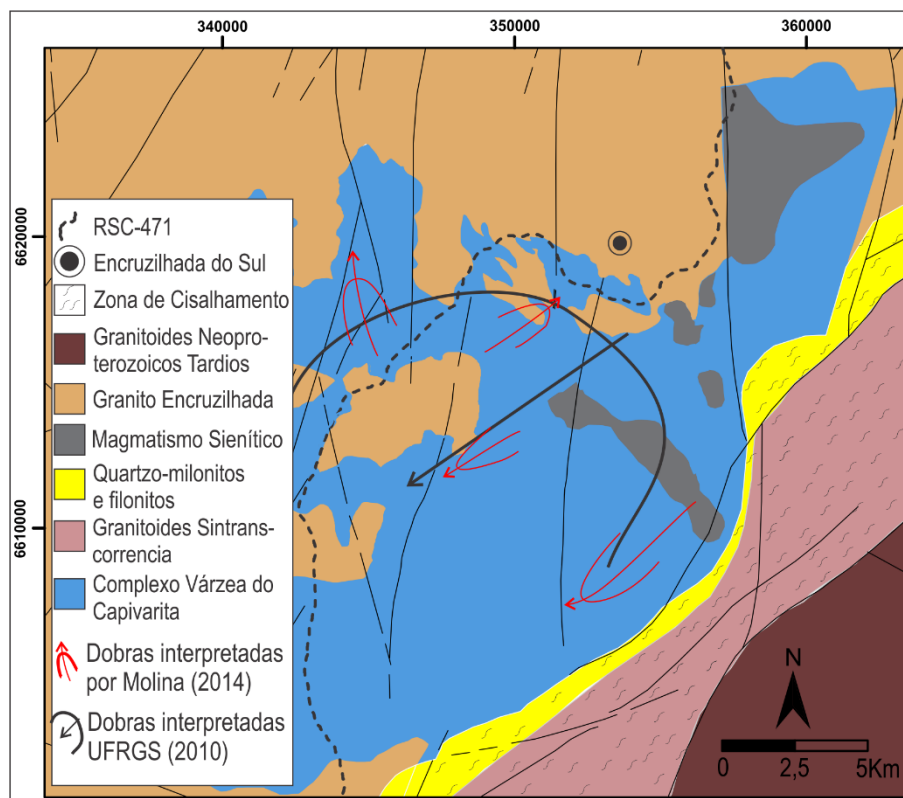
5.1. Geologia Estrutural

Os resultados obtidos com geologia estrutural dos paragneisses pelíticos do CVC mostram que na região de Encruzilhada do Sul ocorrem estruturas relacionadas ao D_1 , visto que atitudes mais verticalizadas não apresentam *rakes* indicativos de cisalhamento, o qual é o padrão deformacional esperado para as estruturas do D_2 . O padrão de distribuição das atitudes da S_1 forma uma guirlanda no estereograma, o que indica a presença de uma dobra com eixo de baixo caimento para SW.

Os trabalhos de UFRGS (2010) e Bom (2014) são as principais referências quanto a geologia estrutural do CVC na região de Encruzilhada do Sul. UFRGS (2010) interpreta três domínios estruturais correspondentes a uma grande dobra sinforme e um quarto domínio correspondente a estruturas rotacionadas próximas a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, e Bom *et al.* (2014) interpreta dobras em menor escala (Figura 37). Assim, os dados obtidos corroboram a interpretação de UFRGS (2010), tanto no padrão observado em estereograma quanto na distribuição espacial das estruturas.

A interpretação de Bom *et al.* (2014) de dobramentos de menor escala para a porção S e central talvez esteja correta, visto que não foram levantados dados nestas regiões. Entretanto, próximo da cidade de Encruzilhada do Sul, onde a maioria dos dados estruturais deste trabalho foi obtido, não foram observadas dobras com eixo com caimento para NE ou N, como descrito pelos autores.

Figura 37 – Mapa geológico com indicação das interpretações de trabalhos da literatura acerca das estruturas registradas no Complexo Várzea do Capivarita próximo à região de Encruzilhada do Sul.



Fonte: elaborado pela autora baseado em Molina (2014) e UFRGS (2010).

5.2. Petrografia

Foram descritas seis (Tabela 2) assembleias minerais para as litologias estudadas, nas quais a presença de minerais índice seria o registro de condições de metamorfismo que variam da zona da granada na fácies xisto verde até a zona da sillimanita na fácies granulito. Entretanto, observam-se muitas feições de fusão parcial nestas litologias, as quais indicam condições de pressão e temperatura mais altas. Logo sugere-se que as diversas paragêneses são explicadas por uma variação da composição do protólito e não o registro de diferentes graus de metamorfismo. Tal interpretação é corroborada pela ausência de um padrão de distribuição dessas amostras, de modo que não seria possível delimitar isogradas (Figura 12).

As feições de fusão parcial mostraram-se em proporções relevantes nos afloramentos, nas amostras e nas lâminas delgadas analisadas. Estas feições poderiam ser interpretadas como injeções de uma fonte externa, entretanto, evidências de fusão em todas as escalas de análise, desde injeções descontínuas e formação de bolsões nos afloramentos, até *melt films*,

melt pockets e contatos lobados, indicam que tais feições são de fato produto da fusão parcial, ou seja, leucossoma. Essas feições mostraram-se tipicamente concordantes com a foliação. Assim, sugere-se que as litologias estudadas neste trabalho também podem ser descritas como metatexitos estromáticos, segundo a classificação de Sawyer (2008). O fato destas litologias tratarem-se de migmatitos implica que os resultados de geoquímica de rocha total podem ter sido alterados por processos relacionados a mobilidade dos líquidos gerados durante a fusão parcial (SAWYER, 2008).

Outra feição de destaque nas análises petrográficas é o domínio composicional, composto por Crd-Hc-Ilm-Sil-Pl-Kfs-Gt. A existência destes domínios composicionais subsaturados em sílica, que registram condições de pressão e temperatura diferentes do resto do protólito, foi utilizada como premissa para a modelagem termodinâmica. Estes domínios também foram analisados na ME por meio de um mapa composicional qualitativo (Figura 24) os quais atestaram que o quartzo não se encontra estável, diferente do previsto por Bom *et al.* (2014). Além disso, tais domínios apresentam por vezes dobras definidas pelos cristais de sillimanita e hercinita (Figura 15d), indicando que este domínio se formou com deformação ativa.

Dados obtidos na microsonda também foram essenciais para a observação da zonação dos cristais de granada (Figura 22). Análises dos cristais de granada da amostra PEP-4128C indicam enriquecimento do X_{Alm} do centro para a borda, o que permite inferir que o metamorfismo é progressivo (SPEAR *et al.*, 1989).

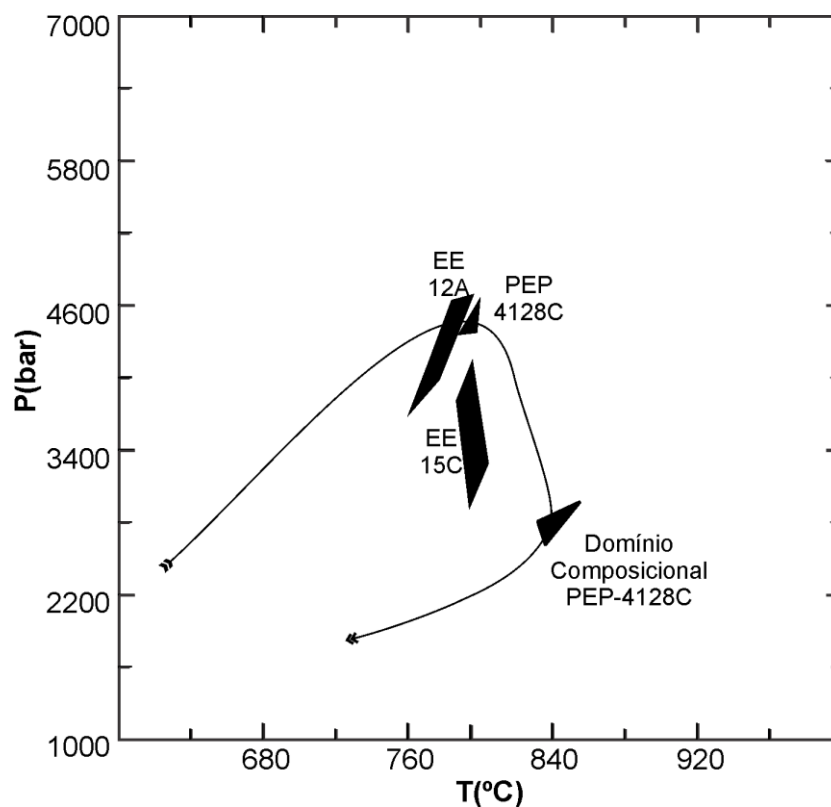
5.3. Geotermobarometria

Com o uso das pseudosseções é possível definir as condições de pressão e temperatura registradas nas litologias estudadas. Na amostra PEP-4128C, a paragênese principal (Qz-Pl-Kfs-Bt-Gt-Op-Crd-Hc-Sil-L) registra condições de 800-810 °C e ~4,5 kbar, enquanto o domínio composicional, Crd-Hc-Ilm-Sil-Pl-Kfs-Gt, registrou condições de 830-850 °C e 2,6-3 kbar. Na amostra EE-12A, a paragênese composta por Pl-Qz-Gt-Bt-Sil-Op-L registra condições de 760-800 °C e 3,4-4,6 kbar, e a amostra EE-15C, com paragênese composta por Pl-Kfs-Qz-Bt-Gt-Op-L registra ~800 °C e 2,5-4 kbar.

Estes resultados, quando comparados aos trabalhos da literatura, apresentam valores intermediários àqueles obtidos por Gross et al. (2006). Interpreta-se que tal fato seja justificado pela premissa deste trabalho da existência do domínio composicional da amostra PEP-4128C. Quanto aos resultados de Bom et al. (2014), que sugerem condições de 850-1000 °C e 6-10 kbar devido a paragênese, interpreta-se que não há equilíbrio nos domínios composicionais, visto que o quartzo não está estável (Figura 24).

Os resultados quando plotados em um gráfico P x T e em conjunto com a informação da zonação dos cristais de granadas indicam uma trajetória de metamorfismo regional progressivo e permitem delimitar uma trajetória de P-T horária. Como pode ser visto na Figura 38, utilizou-se como pico de pressão o valor intermediário dos intervalos da amostra PEP-4128C, ~4,5kbar, e para o pico de temperatura utilizou-se o valor intermediário registrado no domínio composicional da amostra PEP-4128C, ~840 °C. Com base nisso, é possível dizer que as amostras EE-12A e, principalmente, a paragênese principal da PEP-4128C registram condições de 780-810 °C e ~4,5 kbar, que segundo o fator 3,5 km/kbar indicam gradientes geotérmicos de ~50 °Ckm⁻¹. Segundo esta interpretação, a amostra EE-15C registrou condições intermediárias entre as condições de pico de pressão e pico de temperatura. Já o domínio composicional da amostra PEP-4128C registra condições de ~840 °C e ~2,8 kbar que indicam um gradiente geotérmico de ~85 °Ckm⁻¹.

Figura 38 - Trajetória P-T sugerida com base nos dados geotermobarométricos obtidos.



Fonte: elaborado pela autora.

Os dados obtidos em conjunto com aqueles de De Toni *et al.* (2018) na região da folha Passo das Canas (NW da folha Encruzilhada) permitem afirmar que o Complexo Várzea do Capivarita foi exumado sob condições aproximadamente constantes de temperatura a uma profundidade de ~16 km até ~10 km. Com estas condições de metamorfismo de baixa pressão e alta temperatura obtêm-se estimativas de geotermas muito acima das condições de equilíbrio da crosta continental na natureza. Processos como a delaminação (SACKS e SECOR, 1990) seriam potenciais causadores deste tipo de fenômeno. Por outro lado, microestruturas contracionais, como as registradas pelos agregados dobrados de Crd + Hc (

Figura 14d) sugerem que tensões compressivas foram ativas durante a exumação do Complexo Várzea do Capivarita.

Duas possíveis hipóteses que poderiam justificar as condições geotérmicas do CVC são fluxos anômalos de calor do manto ou processos de advecção, como ascensão de magmas. A primeira hipótese, segundo alguns autores (HARRIS e HOLLAND, 1984; FOWLER *et al.*, 2015), baseia-se na possibilidade da ocorrência deste tipo de metamorfismo (baixa P/alta T) em ambientes convergentes previamente estendidos. Esta hipótese é favorecida pela existência de geotermas muito altas registradas principalmente durante o pico de pressão. Entretanto, durante o empilhamento de fatias crustais, que provavelmente foi o mecanismo de exumação do CVC, o complexo estaria mais distante do manto. Assim, o fluxo anômalo de calor do manto deveria aumentar para manter a mesma condição de temperatura em condições mais rasas, ou a exumação foi muito rápida.

Por outro lado, processos de advecção também são usualmente utilizados para argumentar a exumação em condições de temperatura constante. Esta hipótese é embasada na correlação espacial entre processos metamórficos e ígneos em muitos cinturões orogênicos (LUX *et al.*, 1986; COLLINS e VERNON, 1991; SANDIFORD *et al.*, 1991). De Yoreo *et al.* (1991) geralmente associam esse tipo de metamorfismo (baixa P / alta T) à intrusão de magmas mantélicos. Já Whitney *et al.* (2018) com base em modelagens termais discute condições de descompressão de domos de migmatitos e obtém dados que mostram que mesmo sob altas taxas de exumação, rochas dentro de diápiros manteriam condições de descompressão isotermais. Já Teyssier e Whitney (2002) discutem o desenvolvimento de *feedback* positivo entre descompressão e fusão por desidratação. Neste caso, um aumento na flutuabilidade (*bouyancy*) devido ao aumento da fração de fusão geraria descompressão isothermal devido a ascensão diapírica da crosta parcialmente fundida. Esta hipótese explica mais eficientemente a exumação isothermal do CVC devido ao caráter migmatítico do mesmo, e também devido ao contexto geológico do complexo (Batólito Pelotas).

Por fim, a modelagem termodinâmica também confirmou a premissa sobre o domínio composicional. Com base no mapa composicional e química mineral, foi obtido condições geotermobarométricas para o domínio composicional distintas daquelas obtidas para a assembleia mineral principal da amostra PEP-4128C. As modelagens também previram entre 7-15% de fração de fusão, o que concorda com a porcentagem de fusão inferida em afloramento, e assim consiste em mais um argumento a favor da classificação dos paragneisses pelíticos do CVC na região de Encruzilhada do Sul também como metatexitos.

6. CONCLUSÕES

Com o estudo integrado, incluindo revisão dos dados da literatura, trabalho de campo, análises petrográficas, química mineral e pseudosseção dos paragneisses pelíticos do Complexo Várzea do Capivarita na região de Encruzilhada do Sul concluiu-se que:

- I. O padrão das estruturas observadas corrobora a interpretação de uma dobra sinforme com eixo mergulhando para SW de UFRGS (2010);
- II. Com base na presença de relevantes proporções de leucossoma concordantes ao bandamento e na preservação de texturas e estruturas metamórficas, sugere-se que as litologias de protólito pelítico do CVC sejam descritas como metatextitos estromáticos nesta região;
- III. Os dados de química mineral obtidos no centro e na borda de cristais de granada são compatíveis com metamorfismo regional progressivo;
- IV. Modelagens termodinâmicas na amostra PEP-4128C apontam condições de 800-810 °C e ~4,5 kbar em termos de rocha total, e 830 a 850 °C e 2,6-3 kbar no domínio composicional isolado. Já a amostra EE-12A registra condições de 760-800 °C e 3,4-4,6 kbar, e a EE-15C ~800 °C e 5,5-2,5 kbar;
- V. As condições obtidas na amostra PEP-4128C permitem concluir que esta sofreu uma exumação isotermal, e a presença de dobras no interior do domínio composicional isolado permite inferir que a exumação foi associada ao evento orogênico;
- VI. Os resultados acerca das condições de pressão e temperatura permitem inferir gradientes geotérmicos de ~ 50 °Ckm⁻¹ e ~85 °Ckm⁻¹;
- VII. Duas hipóteses para explicar a exumação isotermal do CVC foram levantadas: fluxos anômalos de calor do manto e processos de advecção. A segunda hipótese é preferida devido o contexto geológico do CVC (dentro do Batólito Pelotas);
- VIII. A modelagem geotermobarométrica para a geoquímica de rocha total da amostra PEP-4128C e para a composição do domínio composicional se mostraram coerentes, confirmando assim a premissa de que a assembleia mineral da amostra registrou duas condições de pressão e temperatura;
- IX. As modelagens preveem valores de 7-15% (porcentagem em peso) de fusão para as condições de pressão e temperatura modeladas, o que corrobora a fusão observada em escalas de campo, amostra de mão e lâmina delgada, e reforça o caráter migmatítico destas litologias.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth-Science Reviews**, 50(1):77-111, 2000.
- BABINSKI, M., CHEMALE, F., VAN SCHMUS, W. R., HARTMANN, L. A., DA SILVA, L. C. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 10(3), 263-274.1997.
- BITENCOURT, M. F.; NARDI, L. V. S. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 186-189, 2007.
- BITENCOURT, M.F. e NARDI, L.S.V. Late-to post-collisional Brasiliano magmatism in southernmost Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 65, n. 1, p. 3-6, 1993.
- BITENCOURT, M.F., FLORISBAL, L.M., SBARAINI, S., RIVERA, C.B. Idades U-Pb e a duração do magmatismo ultrapotássico do Maciço Sienítico Piquiri. In: **IX Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, Florianópolis, Book of Abstracts**, 143-143. 2015.
- BITENCOURT, M.F., NARDI, L.V.S., FLORISBAL, L.M., HEAMAN, L.M. Geology, geochronology and petrogenesis of a Neoproterozoic, syntectonic sillimanite-muscovite-biotite granite from southernmost Brazil. In: **8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks**, Florianópolis. Book of Abstracts, 179-179. 2015.
- BOM, F.M. **Origem e Evolução do Complexo Várzea do Capivarita, Encruzilhada do Sul, RS**. 2011.
- BOM, F. M. **Significado tectônico do Complexo Várzea do Capivarita, Cinturão Dom Feliciano, Encruzilhada do Sul–RS**. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2014.
- BOM, F. M.; PHILIPP, R. P., ZVIRTES, G. Evolução metamórfica e estrutural do Complexo Várzea do Capivarita, Cinturão Dom Feliciano, Encruzilhada do Sul, RS. **Pesquisas em Geociências**, 41(2): 131-153. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2014.
- CHEMALE JR, F. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. **Geologia do Rio Grande do Sul**, p. 13-52, 2000.
- CHEMALE JR., F., PHILIPP, R.P., DUSSIN, I.A., FORMOSO, M.L.L., KAWASHITA, K., BERTOTTI, A.L. LU-Hf and U-Pb age determinations of Capivarita anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. **Precambrian Research** 186, 117–126. 2011.
- COLLINS, W. J. e VERNON, R. H. Orogeny associated with anticlockwise PTt paths: Evidence from low-P, high-T metamorphic terranes in the Arunta inlier, central Australia. **Geology**, v. 19, n. 8, p. 835-838, 1991.

CONNOLLY, J. A. D. The geodynamic equation of state: what and how. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 10, n. 10, 2009.

CONNOLLY, J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 236, n. 1, p. 524-541, 2005.

ZUSSMAN, J.; HOWIE, R. A.; DEER, W. A. An introduction to the rock forming minerals. **Longman Group Ltd, New York, p 698** Defant MJ, Drummond MS (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. **Nature**, v. 347, p. 662-665 Della, 1992.

DE TONI, G. B., BITENCOURT, M. F., MARTINI, A., ANDRADE, P. H. S. Oblique Transpression and Strain Partitioning Between the Major Gercino Shear Zone and the Camboriú Complex Region, Northern Dom Feliciano Belt, Catarinense Shield, Southern Brazil. **Primer Simposio de Tectónica Sudamericana, Acta Preliminar**. Santiago. ATECSUD, p. 73. 2016.

DE TONI, G.B., KONOPASEK, J., BITENCOURT, M.F., BATTISTI, M.A., COSTA, E.O. Exhumation Path of the Varzea do Capivarita Complex and Its Implications for the Genesis of the Encruzilhada Block in the Dom Feliciano Belt, Rio Grande do Sul, Southern Brazil. **In: 49º Congresso Brasileiro de Geologia**, 2018, Rio de Janeiro. Anais do 49º Congresso Brasileiro de Geologia, 2018.

DE YOREO, J. J., LUX, D. R., GUIDOTTI, C. V. Thermal modelling in low-pressure/high-temperature metamorphic belts. **Tectonophysics**, v. 188, n. 3-4, p. 209-238, 1991.

FERNANDES, L. A. D., TOMMASI, A., PORCHER, C. C. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. **Journal of South American Earth Sciences**, 5(1):77-96, 1992.

FERNANDES, L. A. D., TOMMASI, A., PORCHER, C. C., MARQUES-TOIGO, M., GUERRA-SOMMER, M., e PICCOLI, A. E. M. Mapa Geológico de Parte das Folhas de Quitéria e Várzea do Capivarita-RS. **Série Mapas**, Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, 14, 1988.

FOWLER, A., HASSEN, I., HASSAN, M. Tectonic evolution and setting of the Sa'al Complex, southern Sinai, Egypt: A Proterozoic continental back-arc rift model. **Journal of African Earth Sciences**, v. 104, p. 103-131, 2015.

FRANTZ, J. C., LIMA, E. F., MACHADO, R. P., e NAUMANN, M. Contribuição à geologia de Encruzilhada do Sul-RS. In: **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia**, Vol. 33:2407-2416, 1984.

FRANTZ, J.C., MCNAUGHTON, N.J., MARQUES, J.C., HARTMANN, L.A., BOTELHO, N.F., CARAVACA, G. SHRIMP U-Pb zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constrains on the temporal evolution of the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone and Eastern Dom Feliciano Belt. In: **South American Symposium on Isotope Geology, 4, Short Papers**, Salvador, SBG, vol. 1, pp. 174–177. 2003.

GREGORY, T.R., BITENCOURT, M.F., NARDI, L.V.S., FLORISBAL, L.M., CHEMALE JR., F. Geochronological data from TTG-type rock associations of the Arroio dos Ratos Complex and implications for crustal evolution of southernmost Brazil in Paleoproterozoic times. **Journal of South American Earth Sciences**, (57):49-60, 2015.

GROSS, A. O. M. S., PORCHER, C. C., FERNANDES, L. A. D., e KOESTER, E. Neoproterozoic low-pressure/high-temperature collisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivarita Metamorphic Suite, SE Brazil: thermobarometric and Sm/Nd evidence. **Precambrian Research**, v. 147, n. 1, p. 41-64, 2006.

GRUBER, L. **Geologia isotópica e geocronologia do complexo metamórfico porongos e suíte metamórfica várzea do capivarita, Cinturão Dom Feliciano, Sul do Brasil: i implicações para a evolução do Gondwana em sua margem ocidental**. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 167f, 2016.

HARRIS, N. B. W. e HOLLAND, T. J. B. The significance of cordierite-hypersthene assemblages from the Beitbridge region of the central Limpopo Belt; evidence for rapid decompression in the Archean?. **American Mineralogist**, v. 69, n. 11-12, p. 1036-1049, 1984.

KLEIN, C. e DUTROW, B. **Manual de ciência dos minerais**. Bookman Editora, 2009.

KNIJNIK, D.B.; BITENCOURT, M.F.; PIMENTEL, M.M., NARDI, L.V.S., WEINBERG, R.F., GREGORY, T.R., ARMSTRONG, R., PINTO, V.M., SANTOS, S.S.J.O., MCNAUGHTON, N.J. U-Pb ages of the early post-collisional shoshonitic magmatism from Southern Brazil. In: **8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Florianópolis. Book of Abstracts**, 83-83. 2015.

KOESTER, E., PORCHER, C. C., PIMENTEL, M. M., FERNANDES, L. A. D., VIGNOLLELARGE, M. L., OLIVEIRA, L. D., e RAMOS, R. C. Further evidence of 777 Ma subduction-related continental arc magmatism in Eastern Dom Feliciano Belt, southern Brazil: the Chácara das Pedras Orthogneiss. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 68, p. 155-166, 2016.

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

LUX, D. R., DEYOREO, J. J., GULDOTTI, C. V., DECKER, E. R. Role of plutonism in low-pressure metamorphic belt formation. **Nature**, v. 323, n. 6091, p. 794, 1986.

MARTIL, M. M. D. **O magmatismo de Arco Continental Pré-Colisional (790 Ma) e a reconstituição espaço-temporal do regime transpressivo (650 Ma) no Complexo Várzea do Capivarita, Sul da Província Mantiqueira**. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 167f, 2016.

MARTIL, M. M. D., BITENCOURT, M. F., NARDI, L. V. S., KOESTER, E., PIMENTEL, M. M. Pre-collisional, Tonian (ca. 790 Ma) continental arc magmatism in Southern

Mantiqueira Province, Brazil: Geochemical and isotopic constraints from the Várzea do Capivarita Complex. **Lithos**, 274: 39-52, 2017.

MARTIL, M.M.D. **Caracterização Estrutural e Petrológica do Magmatismo Pré-Colisional do Escudo Sul-Rio-Grandense: Os Ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 50p, 2010.

MARTIL, M.M.D. **Relações de Intrusão do Maciço Sienítico Piquiri, RS, com Suas Encaixantes**. Porto Alegre, 71p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2007.

MARTIL, M.M.D., BITENCOURT, M.F., NARDI, L.V.S. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. **Pesquisas em Geociências**, 38(2):181-201, 2011.

NIESSING, M. et al. Geology and stratigraphic definition of the Butiá Granite: a sillimanite-bearing syntectonic leucogranite from the Sul-rio-grandense Shield. In: **44 Congresso Brasileiro de Geologia, 2008, Curitiba. Anais do 44 Congresso Brasileiro de Geologia**. SBG Curitiba, 2008.

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**, 46: 83-104, 2016.

PHILIPP, R.P. e CAMOZZATO, E. 2009. A colocação do Batólito Pelotas e suas relações com o metamorfismo regional orogênico no cinturão Dom Feliciano, RS. In: **Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, 12, International Symposium Of Tectonic Studies, 6, Ouro Preto. Anais. Ouro Preto, SBG, p. 112. 2009.

Philipp, R. P., Massonne, H. J., e de Campos, R. S. Peraluminous leucogranites of the Cordilheira Suite: A record of Neoproterozoic collision and the generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 43, p. 8-24, 2013.

SACKS, P.E. e SECOR, D.T. Delamination in collisional orogens. **Geology**, v. 18, n. 10, p. 999-1002, 1990.

SANDIFORD, M., MARTIN, N., ZHOU, S., FRASER, G. Mechanical consequences of granite emplacement during high-T, low-P metamorphism and the origin of 'anticlockwise' PT paths. **Earth Planet. Sci. Lett.** 107:164-1, 1991.

SAWYER, E.W. **Atlas of migmatites**. NRC Research Press, 2008.

SILVA, A. O. M., PORCHER, C. C., FERNANDES, L. A. D., DROOP, G. Termobarometria da suíte metamórfica várzea do Capivarita (RS): embasamento do Cinturão Dom Feliciano. **Revista Brasileira de Geociências**, 32(4), 419-432, 2002.

SKAGSETH, I.G. **Metamorphic conditions in the Coastal-Punta del Este Terrane of the Kaoko-Dom Feliciano Belt in Namibia and Uruguay**. 2016. Dissertação de Mestrado. UiT Norges arktiske universitet.

SPEAR, F.S. e CHENEY, J.T. A petrogenetic grid for metapelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 101:149-164, 1989.

TAJČMANOVÁ, L., KONOPÁSEK, J., CONNOLLY, J.A.D. Diffusion-controlled development of silica-undersaturated domains in felsic granulites of the Bohemian Massif (Variscan belt of Central Europe). **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 153, n. 2, p. 237-250, 2007.

TAJČMANOVÁ, L., KONOPÁSEK, J., KOŠLER, J. Distribution of zinc and its role in the stabilization of spinel in high-grade felsic rocks of the Moldanubian domain (Bohemian Massif). **European Journal of Mineralogy**, v. 21, n. 2, p. 407-418, 2009.

TEYSSIER, C. e WHITNEY, D. L. Gneiss domes and orogeny. **Geology**, v. 30, n. 12, p. 1139-1142, 2002.

UFRGS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. **Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da Folha Passo das Canas SH-22-Y-A-III-4 (MI2984/4), RS**. Porto Alegre, UFRGS, 1 vol., 2 mapas, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, 2009.

UFRGS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. **Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Encruzilhada SH-22-Y-A-VI-2 (MI2997/2) e Passo das Canas SH-22-Y-A-III-4 (MI2984/4), RS**. Porto Alegre, UFRGS, 1 vol., 2 mapas, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, 2010.

UFRGS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. **Mapeamento Geológico 1:25.000 de parte da folha Várzea do Capivarita SH-22-Y-B-I-4 (MI2985/2), RS**. Porto Alegre, UFRGS, 1 vol., 2 mapas, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, 2011.

WHITNEY, D. L., e EVANS, B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. **American mineralogist**, v. 95, n. 1, p. 185-187, 2010.

WHITNEY, D. L., TEYSSIER, C., FAYON, A. K. Isothermal decompression, partial melting and exhumation of deep continental crust. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 227, n. 1, p. 313-326, 2004.

APÊNDICES

APÊNDICE A

Abreviações das Espécies Minerais (baseado em Whitney e Evans, 2010)

Ab - Albita

Alm - Almandina

And – Andalusita

Als - Aluminossilicatos

Bt - Biotita

Cpx - Clinopiroxênio

Crd - Cordierita

Gt - Granada

Hc - Hercinita

Ilm - Ilmenita

Kfs – K-feldspato

Ky - Cianita

Msc - Muscovita

Op - Opacos

Opx - Ortopiroxênio

Osm – *Osumilite*

Pl – Plagioclásio

Qz – Quartzo

Ru - Rutilo

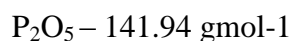
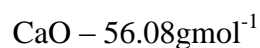
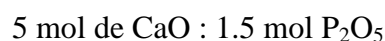
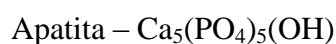
Sil - Sillimanita

Sp - Espinélio

APÊNDICE B

CaO_{apatita}

O P₂O₅ encontrado nas análises de geoquímica de rocha total é tido como um óxido exclusivo para formação de cristais de apatita. Assim, o peso em óxido deste óxido terá um peso em óxido de CaO correspondente, relativo a proporção destes óxidos na fórmula da apatita. Esta proporção é realizada da seguinte forma:



$$5 * 56.08 \text{ gmol}^{-1} : 1.5 * 141.94 \text{ gmol}^{-1}$$

$$= 280.4 : 212.91$$

$$= 1.317$$

(FATOR PARA OBTENÇÃO CaO_{apatita})

Logo, utiliza-se o P₂O₅ obtido nas análises multiplicado pelo fator demonstrado, e assim obtém-se CaO_{apatita}. Este valor será subtraído do valor de CaO obtido nas análises de geoquímica de rocha total, visto que representa uma proporção de óxido de cálcio que não será utilizado na modelagem termodinâmica devido a ausência de P₂O₅ como dado no Perple_X.

APÊNDICE C

Resultados de Química Mineral

Feldspatos							
DataSet/Point	7/1.	14 / 1 .	20 / 1 .	21 / 1 .	22 / 1 .	23 / 1 .	25 / 1 .
	EE-15C						
Na ₂ O	8,0736	8,482	8,1314	8,2656	8,5276	8,5038	8,997
SiO ₂	60,2287	61,8227	60,9188	60,5691	61,3177	61,4283	62,2184
MgO	0,0023	0,0133	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	25,4562	24,3589	25,2306	25,1027	24,5508	24,2167	24,1171
K ₂ O	0,1765	0,2188	0,217	0,2115	0,2406	0,2343	0,2761
CaO	6,4487	5,429	6,1577	6,379	5,5946	5,2135	4,9706
TiO ₂							
FeO	0,0349	0,0302	0,0811	0,0466	0,0111	0,0654	0,0483
Total	100,4209	100,35	100,74	100,57	100,24	99,66	100,63

Feldspatos								
DataSet/Point	22 / 1 .	23 / 1 .	36 / 1 .	41 / 1 .	44 / 1 .	45 / 1 .	46 / 1 .	47 / 1 .
	PEP-4128C							
Na ₂ O	7,89	8,32	7,96	8,39	8,71	8,39	8,25	8,52
SiO ₂	60,11	60,92	59,75	60,70	61,80	60,97	60,69	61,22
MgO	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	25,54	25,10	25,55	24,61	24,59	24,96	24,78	24,54
K ₂ O	0,19	0,22	0,17	0,25	0,31	0,16	0,21	0,16
CaO	6,64	5,92	6,64	5,93	5,34	5,90	5,98	5,60
TiO ₂								
FeO	0,05	0,07	0,03	0,03	0,01	0,00	0,04	0,08
Total	100,43	100,55	100,11	99,91	100,76	100,38	99,95	100,12

Feldspato			
DataSet/Point	56 / 1 .	59 / 1 .	61 / 1 .
	EE-12A		
Na ₂ O	9,37	9,17	9,38
SiO ₂	62,88	62,51	62,74
MgO	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	23,35	23,53	23,38
K ₂ O	0,07	0,12	0,14
CaO	4,16	4,39	4,11
TiO ₂			
FeO	0,00	0,00	0,02
Total	99,82	99,72	99,77

Biotitas							
EE-15C							
DataSet/Point	10/1.	12/1.	13/1.	17/1.	19/1.	26/1.	27/1.
Na ₂ O	0,09	0,15	0,08	0,09	0,08	0,09	0,07
SiO ₂	35,04	35,06	35,15	34,95	35,01	35,21	35,35
MgO	8,19	8,16	8,71	7,96	8,01	8,38	8,11
Al ₂ O ₃	17,73	17,84	17,60	18,37	18,57	17,34	17,45
K ₂ O	9,63	9,52	9,51	9,73	9,78	9,55	9,78
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
TiO ₂	3,79	3,82	3,26	2,86	3,27	4,40	4,17
FeO	21,03	20,34	21,13	20,93	20,34	20,00	21,23
MnO	0,24	0,20	0,28	0,28	0,33	0,21	0,31
Total	95,74	95,09	95,72	95,17	95,39	95,20	96,47

Biotita										
PEP-4128C										
DataSet/Point	3/1.	10/1.	11/1.	14/1.	20/1.	21/1.	33/1.	34 / 1 .	37 / 1 .	38 / 1 .
Na ₂ O	0,11	0,1365	0,1429	0,0638	0,1563	0,1964	0,1259	0,1356	0,1201	0,06
SiO ₂	34,81	34,5905	35,031	33,8805	34,5046	34,4423	34,6018	33,8762	35,2027	34,6444
MgO	7,99	8,4991	8,254	8,4429	7,8679	7,6668	8,0347	8,3923	8,5144	9,062
Al ₂ O ₃	18,23	17,6966	18,5416	18,5673	18,1941	18,4271	17,7697	20,1429	18,2475	17,8905
K ₂ O	9,38	9,2899	9,3045	9,3009	9,3683	9,3636	9,3659	9,6168	9,5772	8,8866
CaO	0,00	0,0006	0,017	0	0	0	0	0	0	0
TiO ₂	3,09	3,1845	3,1669	2,4938	3,4391	3,3686	3,6819	1,9134	3,5321	3,1843
FeO	22,21	21,3958	20,7484	20,9487	21,7146	21,7889	21,4542	21,2606	20,4547	20,3822
MnO	0,01	0,0112	0	0,0581	0,0277	0,0526	0,0334	0,0531	0,0572	0,0227
Total	95,83	94,80	95,21	93,76	95,27	95,31	95,07	95,39	95,71	94,13

Biotita					
EE-15C					
DataSet/Point	50 / 1 .	51 / 1 .	55 / 1 .	58 / 1 .	62 / 1 .
Na ₂ O	0,0789	0,1291	0,0718	0,0504	0,0629
SiO ₂	34,0984	34,6807	34,7279	33,7789	34,3902
MgO	7,7032	7,6945	7,4475	7,3497	7,3175
Al ₂ O ₃	19,3439	19,2718	18,7788	18,3135	19,5529
K ₂ O	9,5711	9,6078	9,7431	9,5088	9,7512
CaO	0	0	0	0	0
TiO ₂	2,8147	3,0709	3,1248	2,657	2,6183
FeO	22,0249	21,3506	22,1807	23,2533	21,2039
MnO	0,1192	0,0759	0,2202	0,1871	0,1867
Total	95,75	95,88	96,29	95,10	95,08

Granada						
EE-15C						
DataSet/Point	8 / 1 .	9 / 1 .	11 / 1 .	15 / 1 .	16 / 1 .	18 / 1 .
SiO ₂	37,5841	37,9359	37,6805	37,5492	36,5447	37,1808
MgO	4,1125	3,7697	3,9378	4,1005	2,8273	3,8871
Al ₂ O ₃	21,6312	21,1095	21,6268	21,5682	21,5529	21,6313
CaO	1,3943	1,1166	1,2442	1,3968	1,1335	1,4558
TiO ₂	0,0059	0,0314	0,0085	0	0,0181	0,0262
FeO	30,8573	31,5514	30,5833	30,4263	31,2133	31,1646
MnO	4,5967	4,6651	4,512	4,4629	5,7871	4,2683
Total	100,18	100,18	99,59	99,50	99,08	99,61

Granada						
PEP-4128C						
	1 / 1 .	2 / 1 .	1 / 1 .	2 / 1 .	12 / 1 .	13 / 1 .
SiO ₂						
MgO	37,4904	37,5503	36,6139	36,5335	37,2811	37,1114
Al ₂ O ₃	3,9227	2,2743	3,8496	2,9907	4,4391	3,1652
CaO	21,5261	21,5658	21,7187	21,6108	21,4677	21,4664
TiO ₂	1,259	1,0795	1,1616	1,0192	1,2396	1,0272
FeO	0	0,0255	0,0298	0	0,0011	0,0058
MnO	34,9959	36,3325	34,3292	35,5098	33,3491	35,0352
Total	1,0927	1,8868	1,1704	1,4501	1,1632	1,8684
SiO ₂	100,29	100,71	98,87	99,11	98,94	99,68

Granada						
PEP-4128C						
24 / 1 .	25 / 1 .	26 / 1 .	39 / 1 .	40 / 1 .	42 / 1 .	43 / 1 .
37,2545	35,644	36,6832	36,9887	37,7103	37,229	36,6563
3,9935	2,7241	2,7277	3,8237	5,3539	4,7234	2,8295
21,4613	21,8014	21,5314	21,4483	21,6156	21,7707	21,6274
1,2733	1,1137	1,2487	1,2185	1,1131	1,2318	1,0763
0,0043	0,0365	0,0016	0	0,0465	0,0128	0,0376
34,2528	35,8884	35,4916	35,0761	33,0033	33,366	36,0616
1,2164	1,6868	1,6432	0,9936	0,862	1,0945	1,3695
99,46	98,89	99,33	99,55	99,70	99,43	99,66

Granada							
EE-12A							
DataSet/Point	48 / 1 .	49 / 1 .	52 / 1 .	53 / 1 .	54 / 1 .	57 / 1 .	63 / 1 .
SiO ₂	36,9268	35,8825	36,8525	37,4643	36,7516	37,0375	36,4119
MgO	3,8146	2,1497	2,716	3,2671	2,1782	2,7015	2,3087
Al ₂ O ₃	21,4193	21,3645	21,1236	21,5596	21,1306	21,2656	21,2775
CaO	1,0709	1,0078	1,0246	0,9095	0,9891	0,8562	0,8882
TiO ₂	0,0462	0,0416	0	0	0	0	0,0143

FeO	33,5812	32,3405	33,1542	33,441	32,3912	32,9473	32,9945
MnO	2,3651	5,9163	4,7284	3,4092	5,9107	4,5615	5,1378
Total	99,22	98,70	99,60	100,05	99,35	99,37	99,03

Cordierita										
DataSet/Point	4/1.	5 / 1 .	6 / 1 .	7 / 1 .	8 / 1 .	18 / 1 .	19 / 1 .	27 / 1 .	28 / 1 .	29 / 1 .
Na ₂ O	0,165	0,1426	0,1383	0,1093	0,183	0,1394	0,1216	0,2121	0,1399	0,1289
SiO ₂	48,0531	48,0443	48,0527	47,6419	47,8866	48,1982	48,169	47,3465	47,6676	48,2264
MgO	7,2414	7,4067	7,3001	7,3553	7,2366	7,4542	7,3698	7,0299	7,1245	7,5479
Al ₂ O ₃	33,3359	33,153	33,4246	33,0641	32,9389	33,1227	33,1806	32,8093	33,3559	32,8701
K ₂ O		0	0,0099	0,0028	0	0	0	0,0676	0,0173	0
CaO	0,0219	0,0008	0,007	0	0,0382	0,0155	0,0158	0,0784	0,0063	0,0159
TiO ₂										
FeO	9,9716	9,5104	9,447	8,9011	9,6025	9,5277	9,5609	9,7607	9,7915	9,4383
MnO	0,1172	0,1349	0,1495	0,1321	0,0947	0,1229	0,2276	0,1576	0,1337	0,1762
Cr ₂ O ₃										
ZnO										
Total	98,91	98,39	98,53	97,21	97,98	98,58	98,65	97,46	98,24	98,40

Espinélio					
DataSet/Point	5 / 1 .	6 / 1 .	3 / 1 .	4 / 1 .	9 / 1 .
SiO	0,0108	0,0105	0,0076	0,0006	0,0132
MgO	2,7677	2,6916	2,8613	2,808	0,0221
Al ₂ O ₃	58,9429	58,6226	58,7957	59,6159	0
CaO			0,02	0,0124	0,0077
TiO ₂	0,5721	0,0247	0,0173	0,0262	50,9876
Cr ₂ O ₃	0,2987	0,3344	0,1075	0,1579	0,0868
FeO	37,0844	36,9183	37,3018	36,9135	46,2311
MnO	0,1119	0,1534	0,1285	0,1433	0,7843
ZnO	1,302	1,3084	1,3478	1,1908	0
Total	101,09	100,06	100,5875	100,8686	98,1328

Espinélio					
15 / 1 .	16 / 1 .	17 / 1 .	30 / 1 .	31 / 1 .	32 / 1 .
0,0545	0,0189	0,0551	0,0258	0	0,0155
2,5575	0,19	2,934	3,0796	3,0817	0,2033
59,5173	0	58,6211	59,1227	59,2767	0,0214
0,0292	0,0109	0	0	0,0094	0
0	51,7211	0,0361	0,079	0,0539	51,5769
0,385	0,0396	0,1107	0,1743	0,2235	0,0299
36,6424	46,8404	36,2163	37,4069	37,8164	46,0228
0,1753	0,5041	0,1963	0,1291	0,1554	0,4411
2,1127	0	1,9927	0,7871	0,8944	0,0613
101,4739	99,325	100,1623	100,8045	101,5114	98,3722

APÊNDICE D

Proporção em Wt(%), Vol (%) e Mol (%) de Fusão Parcial Modelada nas Pseudosseções, e Composição da Fusão em Mol (%)

Amostra	PEP-4128C	EE-12A	EE-15C
Condições	810 °C // 4,5 kbar	780°C // 4,4 kbar	800 °C // 3,25kbar
Wt%	11,74	14,46	7,69
Vol %	13,83	16,97	9,1
Mol %	15,55	10,87	7,49
H ₂ O	0,39254	0,43056	0,36946
MgO	0,00551	0,00276	0,00744
Al ₂ O ₃	0,22365	0,21172	0,2143
K ₂ O	0,10681	0,08971	0,10371
CaO	0,01213	0,0062	0,00744
TiO ₂	0	0	0
MnO	0	0	0
FeO	0,02399	0,01406	0,02978
Na ₂ O	0,0649	0,0793	0,07944
SiO ₂	1,9877	1,86416	2,08678