

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

JOÃO PEDRO DE JESUS SANTANA

**MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL NA REGIÃO DE CAÇAPAVA DO SUL, RS:
PETROLOGIA DO GRANITO SANTO FERREIRA**

CAÇAPAVA DO SUL

2019

JOÃO PEDRO DE JESUS SANTANA

**MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL NA REGIÃO DE CAÇAPAVA DO SUL, RS:
PETROLOGIA DO GRANITO SANTO FERREIRA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao curso de Geologia da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof (a). Dr (a). Cristiane Heredia Gomes

CAÇAPAVA DO SUL

2019

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos
pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do
Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais) .

S231m Santana, João Pedro de Jesus

Magmatismo pós-colisional na região de Caçapava do Sul:
petrologia do Granito Santo Ferreira / João Pedro de Jesus
Santana.

93 p.

Trabalho de Conclusão de Curso(Graduação)-- Universidade
Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2019.

"Orientação: Cristiane Heredia Gomes".

1. Magmatismo pós-colisional. 2. Granito Santo Ferreira. 3.
Petrologia. 4. Escudo Sul-rio-grandense. 5. Caçapava do Sul.
I. Título.

JOÃO PEDRO DE JESUS SANTANA

**MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL NA REGIÃO DE CAÇAPAVA DO SUL, RS:
PETROLOGIA DO GRANITO SANTO FERREIRA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a. Cristiane Heredia Gomes

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em 05 de dezembro de 2019

Banca examinadora:

Cristiane Gomes

Prof.^a Dr.^a. Cristiane Heredia Gomes
Orientadora
Geologia – Unipampa

Délia

Prof.^a. Dr.^a. Délia Del Pilar Montecinos de Almeida
Geologia – Unipampa

Tiago

Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory
Geologia – Unipampa

Dedico este trabalho aos meus amados pai e mãe,

Antônio e Lucinéia.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente à minha mãe e ao meu pai, Lucinéia e Antônio, por todo o apoio e dedicação emocional e financeira que me possibilitaram concluir esta longa batalha. Sem o amor e atenção de vocês eu não conseguiria ter chegado até aqui. Agradeço à UNIPAMPA pela oportunidade e subsídio aos meus estudos, e a pró-reitoria da Universidade pela oportunidade de bolsa de Pesquisa, juntamente com apoio da FAPERGS.

Agradeço infinitamente à Professora Dr^a Cristiane Heredia Gomes, orientadora, professora, amiga e parceira, que me deu todo o subsídio para concluir esta pesquisa, e sempre acreditou no meu potencial desde minha primeira monitoria voluntária. Obrigado por tanto me ensinar e aprender comigo!

Aos Professores Dr. Tiago Rafael Gregory, Vinicius Matté e Délia Del Pilar, agradeço muito por todo o conhecimento e ensinamento passado, por terem despertado em mim a paixão pelas rochas ígneas e geoquímica, e por terem aceito avaliar este trabalho. À Professora Dr^a Délia Del Pilar, agradeço por ter me fornecido a oportunidade de realizar Mestrado na UFRGS nos próximos anos. À técnica Sissa Kumaira, sou grato por todo o serviço prestado no Laboratório de Microscopia da Universidade.

Agradeço aos meus melhores amigos e irmãos de vida e coração, Ana Paula, Luís, Guilherme, Bruno, Bárbara, Gabriel e Victória por toda irmandade, aprendizagem e apoio durante os cinco longos anos de batalha da graduação. Sem vocês, não teríamos chegado tão longe! Ao meu namorado e fiel companheiro, João, sou grato pela presença e apoio emocional mesmo nas horas mais difíceis.

Por fim, expresso minha gratidão a todos os demais professores, técnicos, funcionários e colegas que estiveram comigo durante a graduação, e contribuíram para minha formação acadêmica e profissional diretamente ou indiretamente.

“Muitas vezes as coisas que me pareceram verdadeiras, quando comecei a concebê-las, tornaram-se falsas, quando quis colocá-las sobre o papel.”

René Descartes

RESUMO

O Escudo Sul-rio-grandense é marcado pela ocorrência generalizada de rochas graníticas associadas ao Ciclo Brasileiro. A porção oeste do escudo, localidade da área de estudo, apresenta inúmeras intrusões graníticas, como o Granito Santo Ferreira e o Complexo Granítico Caçapava do Sul. Estes encontram-se associados ao mesmo evento geotectônico de formação, sendo tardios a Orogênese Brasileira. São rochas de assinatura geoquímica sub-alcálica, equigranulares de coloração avermelhada, que apresentam texturas e estruturas muito similares. Localizada a sudeste do Complexo Granítico de Caçapava do Sul e a 20 km da área urbana deste município, a área de estudo situa-se sobre o Granito Santo Ferreira. O Granito Santo Ferreira é composto por três fácies petrográficas distintas em função de sua variabilidade mineralógica: a fácies biotita-granitoides compreende monzogranitos a quartzo-monzonitos; a fácies leucogranítica, rochas sienograníticas a monzograníticas; e a fácies transicional, por sua vez, apresenta características intermediárias. De forma geral, o Granito Santo Ferreira pertence a série cálcio-alcálica de alto-K, com caráter peraluminoso e padrão de ETR similar ao do Complexo Granítico Caçapava do Sul. As características geológicas, petrográficas e geoquímicas possibilitaram um melhor entendimento da gênese do Granito Santo Ferreira, sugerindo uma formação a partir do mesmo magma parental do Complexo Granítico Caçapava do Sul por processos de fracionamento mineral, tendo em vista o comportamento dos elementos maiores e traço.

Palavras Chave: Granito Santo Ferreira; Petrografia; Geoquímica; Escudo Sul-rio-grandense; Caçapava do Sul; Magmatismo pós-colisional;

ABSTRACT

The Sul-Rio-Grande Shield is marked by the widespread occurrence of granitic rocks associated with the Brasiliano Cycle. The western portion of the shield, a locality of the study area, has numerous granitic intrusions, such as the Santo Ferreira Granite and the Caçapava do Sul Granitic Complex. These are associated with the same geotectonic formation event, being late to the Brazilian Orogenesis. They are sub-alkaline geochemical signature rocks, equigranular with reddish color, which have very similar textures and structures. Located southeast of the Caçapava do Sul Granitic Complex and 20 km from the urban area of this municipality, the study area is located on the Granite Santo Ferreira. The Santo Ferreira Granite is composed of three distinct petrographic facies due to their mineralogical variability: the biotite-granitoid facies comprises monzogranites to quartz-monzonites; leucogranitic facies, sienogranitic to monzogranitic rocks; and the transitional facies, in turn, presents intermediate characteristics. In general, the Santo Ferreira Granite belongs to the high-K calcium-alkaline series, with peraluminous character and ETR pattern similar to the Caçapava do Sul Granitic Complex. The geological, petrographic and geochemical characteristics allowed a better understanding of the genesis of the Granite. Santo Ferreira, suggesting a formation from the same parental magma of the Caçapava do Sul Granitic Complex by mineral fractionation processes, considering the behavior of the larger elements and trace

Keywords: Santo Ferreira Granite, Petrography, Geochemistry; Sul-rio-grandense Shield; Caçapava do Sul; Post-collisional magmatism.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: mapa de localização, situação e detalhe da área de estudo.	5
Figura 2: contextualização geológica do Escudo Sul-rio-grandense com ênfase nos principais terrenos e lineamentos estruturais.	8
Figura 3: mapa geológico do Terreno São Gabriel destacando as principais unidades geológicas relacionadas a área de estudo.	11
Figura 4: mapa geológico da área de estudo, destacando as litologias próximas....	15
Figura 5: microscópio petrográfico Nikon Eclipse 50i Pol, com objetivas de 5x, 10x, 20x e 50x.....	19
Figura 6: mapa de pontos sobre o Granito Santo Ferreira, destacando as fácies aflorantes e o relevo da região.	22
Figura 7: tipos de afloramento do Granito Santo Ferreira	23
Figura 8: afloramento do tipo lajeado contendo alterações na forma de filmes de pirolusita (oxidação).	24
Figura 9: amostras do Granito Santo Ferreira mostrando feições de deformação ...	25
Figura 10: amostra de veio mineralizado do Granito Santo Ferreira, apresentando mineralizações de hematita e estruturas do tipo boxwork.	26
Figura 11: granitoide milonitizado contendo bandas milimétricas de recristalização de minerais félsicos (colorações amarronadas) e bandas de minerais micáceos (biotita - colorações pretas), próximo ao contato do granito com o Complexo Metamórfico Passo Feio.	27
Figura 12: feições microscópicas da fácies biotita-granitoides.	30
Figura 13: feições microscópicas da fácies biotita-granitoides.	31
Figura 14: feições microscópicas da fácies biotita-granitoides.	32
Figura 15: feições microscópicas do fácies biotita-granitoides.....	33
Figura 16: feições microscópicas da fácies leucogranitoides	36
Figura 17: feições microscópicas da fácies leucogranitoides.	37
Figura 18: feições microscópicas da fácies leucogranitoides.	38
Figura 19: feições microscópicas da fácies leucogranitoides.	39
Figura 20: classificação petrográfica da fácies biotita-granitoides.....	41
Figura 21: caracterização petrográfica da fácies leucogranítica.....	41
Figura 22: mapa geológico faciológico do Granito Santo Ferreira, destacando as principais litologias próximas.....	43

Figura 23: diagrama TAS para rochas plutônicas. A linha de coloração azul separa as séries alcalina e subalcalina/toleítica.	46
Figura 24: diagrama de classificação química das rochas do GSF, levando em consideração teores de Si, Na, K, Fe, Ti, Ca, Mg e Al.	47
Figura 25: diagrama K ₂ O x SiO ₂ classificando os granitoides em séries geoquímicas.	48
Figura 26: diagramas de classificação química das rochas do GSF.	49
Figura 27: diagramas Harker com SiO ₂ como índice de diferenciação para elementos maiores, mostrando o comportamento destes durante a evolução magmática. Elementos maiores em peso percentual (%peso).	50
Figura 28: diagramas de Harker com SiO ₂ como índice de diferenciação para elementos traços, mostrando o comportamento destes durante a evolução magmática. SiO ₂ em peso percentual (%peso) e elementos traço em partículas por milhão (ppm).	51
Figura 29: diagrama de distribuição multielementar do GSF normalizado	54
Figura 30: diagramas de distribuição multielementar do GSF normalizado	54
Figura 31: diagramas de distribuição de elementos terras-raras (ETR) nas rochas do GSF normalizado	55
Figura 32: classificação discriminatório dos tipos de granitos, segundo Whalen, Currie & Chappel (1987)	55
Figura 33: diagrama discriminatório de ambiente geotectônico proposto por Harris, Pearce & Tindle (1986).	56
Figura 34: diagrama discriminatório de ambiente geotectônico segundo Pearce, Harris & Tindle (1984).	57

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: proporção modal (%) dos constituintes mineralógicos da fácies biotita-granitoides.....	40
Tabela 2: proporção modal (%) dos constituintes mineralógicos da fácies leucogranitoides.	40
Tabela 3: geoquímica de rocha total do Granito Santo Ferreira, individualizado em fácies. Óxidos encontram-se em % e elementos traços em ppm.....	45

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	3
2.1 Gerais	3
2.2 Específicos	3
3 JUSTIFICATIVA	3
4 ÁREA DE ESTUDO	3
4.1 Localização e Acesso	3
4.2 Dimensões, Aspectos Fisiográficos e Generalidades da Área	4
5 CONTEXTO GEOLÓGICO	6
5.1 Escudo Sul-rio-grandense e Terreno São Gabriel	6
5.2 Complexo Metamórfico Passo Feio	9
5.3 Complexo Granítico Caçapava do Sul e Granito Santo Ferreira	12
6 MATERIAS E MÉTODOS	16
6.1 Etapa Pré-Campo	16
6.1.1 Revisão Bibliográfica	16
6.1.2 Sensoriamento Remoto e dados SIG	16
6.2 Etapa de Campo	17
6.2.1 Mapeamento Geológico-Estrutural	17
6.3 Etapa Pós Campo	17
6.3.1 Descrição Macroscópica.....	17
6.3.2 Descrição Microscópica	18
6.4 Análise Geoquímica de Rocha Total	19
7 RESULTADOS	22
7.1 MAPEAMENTO GEOLÓGICO	22
7.2 GRANITO SANTO FERREIRA	23

7.3	PETROGRAFIA MICROSCÓPICA E CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA...	27
7.3.1	Biotita-granitoides	28
7.3.2	Leucogranitoides	34
7.3.3	Granitoides transicionais	35
7.3.4	Classificação petrográfica.....	40
7.3.5	Mapa faciológico do Granito Santo Ferreira	42
7.4	GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL.....	44
8	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	58
9	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	66

1. INTRODUÇÃO

Os granitoides e metagranitoides são importantes constituintes da crosta terrestre, representando cerca de 80% do seu volume total. Estas rochas preservam boa parte da história geológica do planeta, tanto por abundância, como por constituírem as mais importantes manifestações de magmatismo orogênico. Por serem consideradas como oriundas da fusão de diferentes materiais da crosta, o papel destas rochas na compreensão dos processos de evolução crustal foi subestimada até pouco tempo (PITCHER, 1993; NARDI & BITENCOURT, 2007).

Com a evolução do conhecimento científico a respeito dos granitoides nos últimos anos, foi reconhecida então a relação destas rochas com associações magmáticas composicionalmente mais amplas, assim como sua relação mesmo que indireta com magmas primários mantélicos (BONIN *et al.*, 1998; CHAPPELL & WHITE, 2001; NARDI & BITENCOURT, 2007). O Escudo Sul-rio-grandense (ESRG), localizado na porção extremo sul do Brasil, apresenta inúmeras ocorrências de granitoides, que possuem petrologia ligados a fenômenos geológicos específicos paleo- e neoproterozoicos.

Durante o neoproterozoico, tem-se a formação de rochas tardi- a pós-arco continental, e rochas pós-colisionais. Os litotipos formados tardi- a pós-arco continental são representados na porção oeste do escudo pela Suíte Ortometamórfica Imbicuí (KRAEMER, 1995) e pelo magmatismo na região de Vila Nova do Sul, interpretados por muitos autores como resultado da subducção litosférica em ambiente de arco magmático. Na porção leste do ESRG, tem-se ortognaisses tonalíticos a granodioríticos pertencentes ao Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (FERNANDES, TOMMASI & PORCHER, 1992), interpretados como remanescentes de um antigo arco magmático.

Já o magmatismo neoproterozoico pós-colisional encontra-se distribuído ao longo de faixas de direção NE-SW, associadas a tectônica transpressiva do final do Ciclo Brasileiro. Compreende granitoides sub-alcálicos com médio a alto-K e rochas peraluminosas associadas, assim como granitoides shoshoníticos e do tipo A. O Complexo Granítico Caçapava do Sul e o Granito Santo Ferreira, por sua vez, enquadram-se nos granitoides sub-alcálicos de médio a alto-K deste magmatismo (NARDI & BITENCOURT, 2007).

O Complexo Granítico Caçapava do Sul (NARDI & BITENCOURT, 1989) corresponde a dois corpos intrusivos de proporções batolíticas, onde a maior ocorrência com 250 km² de área aflorante encontra-se alongado na direção norte-sul (NARDI & BITENCOURT, 1989). Este é compreendido por biotita-granodioritos, tonalitos, quartzo-dioritos, monzogranitos e sienogranitos. A sudeste deste corpo, situa-se o Granito Santo Ferreira (RIBEIRO, 1970), que se assemelha petrograficamente ao corpo maior (NARDI & BITENCOURT, 1989).

O Granito Santo Ferreira, inicialmente descrito por Ribeiro (1970), corresponde a uma intrusão de 8 km² de extensão aflorante, que apresenta formato elíptico e maior eixo de alongamento na direção N30°E (MACHADO, 2017). Este corpo é representado por dois cerros de declive acentuado, que estão segmentados por uma falha de direção N25°W (MACHADO, 2017). Entretanto, poucos trabalhos referentes à área de estudo constam na bibliografia, onde apenas um estudo geoquímico fora realizado e nenhuma caracterização faciológica foi realizada até o momento. Objetivando sanar esta carência de informações bibliográficas, esta pesquisa realizou um mapeamento geológico, de fácies e estudo geoquímico de rocha total afim de compreender os processos genéticos desta intrusão.

Este estudo está vinculado ao projeto de pesquisa intitulado “Reconhecimento de Indicadores Prospectivos de Depósitos Minerais na região Centro-Sul do Rio Grande do Sul” com apoio do Programa de Desenvolvimento Acadêmico (PDA) e Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS).

2. OBJETIVOS

2.1 Gerais

Este estudo tem por objetivos gerais a caracterização e discussão petrológica e geoquímica do Granito Santo Ferreira, assim como fornecer novos dados científicos para um melhor entendimento de granitoides pós-colisionais na região.

2.2 Específicos

Os objetivos específicos deste estudo são:

- Gerar um mapa geológico e um de fácies petrográficas;
- Caracterizar geoquimicamente o alvo de estudo em termos de elementos maiores e traço;
- Discutir sobre a gênese e ambiente geotectônico de formação do alvo de estudo;
- Comparar as informações obtidas com trabalhos anteriores, a fim de correlacionar ou não com o Complexo Granítico Caçapava do Sul.

3 JUSTIFICATIVA

Este estudo se justifica pela escassez de dados petrográficos e geoquímicos do Granito Santo Ferreira. Por ser considerado como uma apófise do Granito Caçapava do Sul por muitos autores, como Ribeiro *et al.* (1966), Ribeiro (1970), Bitencourt (1983), Nardi e Bitencourt (1989) e outros, apenas um trabalho de caracterização geoquímica e petrográfica (SARTORI e KAWASHITA, 1989) fora realizado diretamente no corpo de estudo.

4 ÁREA DE ESTUDO

4.1 Localização e Acesso

A área de estudo está localizada na porção centro-sul do estado do Rio Grande do Sul, situada a cerca de 20 km a sudeste da cidade de Caçapava do Sul (Figura 1). A partir da cidade de Porto Alegre, o acesso pode ser realizado pela BR-290 no sentido oeste, percorrendo cerca de 250 quilômetros até o entroncamento desta com a BR-392. Tomando-se a BR-392 sentido sul, se percorre cerca de 20 km até a área urbana de Caçapava do Sul. A partir deste, o acesso se dá pela BR-392 no sentido sul, até o entroncamento com a BR-153. A partir desta localização, o acesso à área de estudo pode ser realizado por duas estradas vicinais no sentido oeste. A primeira estrada está localizada a cerca de 1,8 km ao sul do Cerro da Angélica, formação geomorfológica característica da região. A segunda estrada, nomeada de Estrada do Passo Feio, está localizada a cerca de 3 km ao sul do Arroio Irapuá da Pitangueira, de frente a estrada da Guarda Velha (MACHADO, 2017).

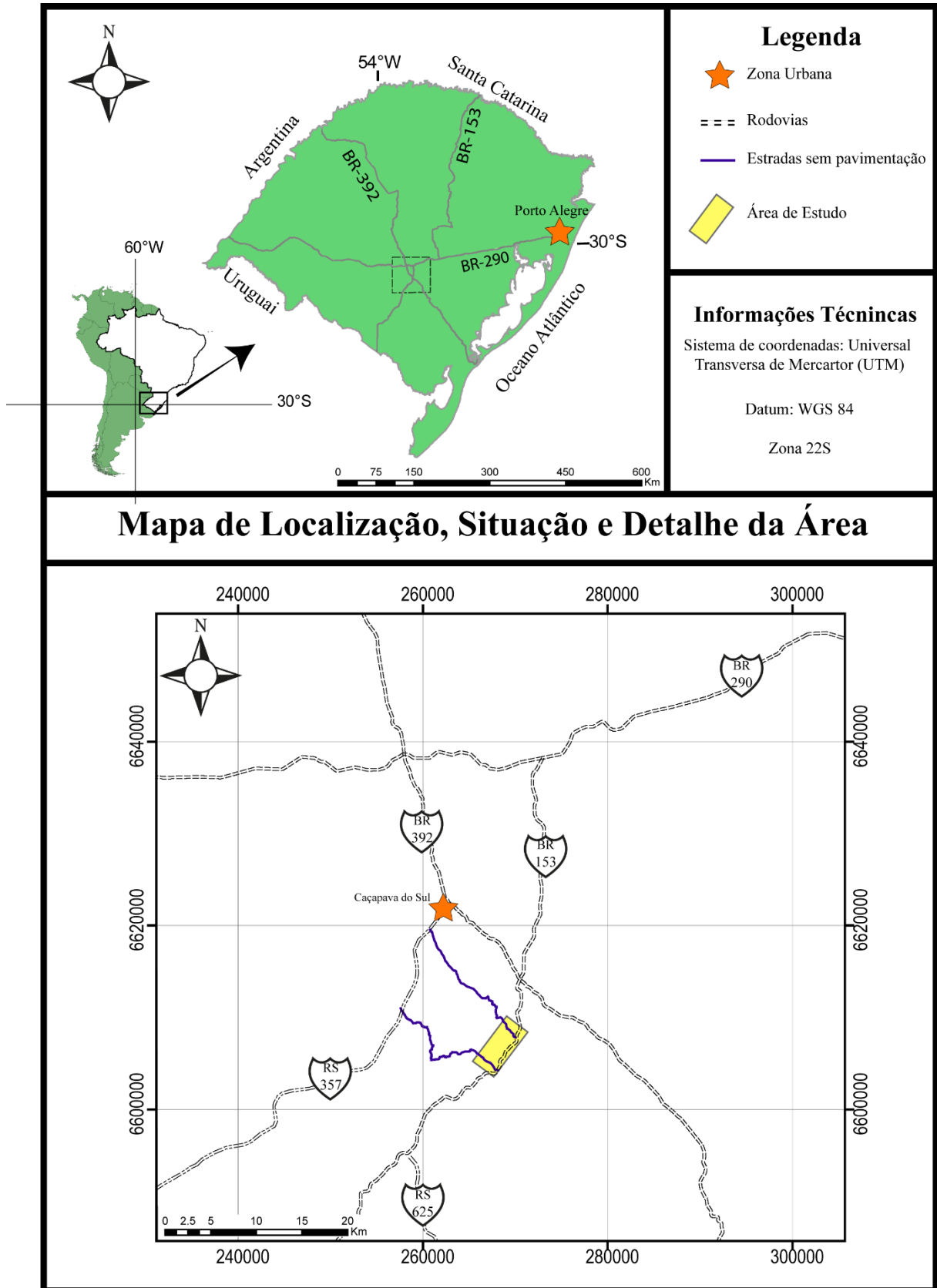
4.2 Dimensões, Aspectos Fisiográficos e Generalidades da Área

A área de estudo situa-se no fuso 22J, representada por um polígono alongado nas direções NE-SW, com 17,51 km², aproximadamente. Seus vértices, em coordenadas UTM, *datum* WGS-84, são: i) 269 110 mE / 6 610 090 mS; ii) 271 375 mE / 6 608 400 mS; iii) 267 700 mE / 6 603 555 mS; iv) 265 395 mE / 6 605 275 mS.

Em termos geomorfológicos, o Granito Santo Ferreira está inserido no domínio morfoestrutural do Escudo Sul-rio-grandense, que é caracterizado por relevos de declive acentuado e de topos convexos. O Granito Santo Ferreira é morfologicamente caracterizado por duas coxilhas suaves, com amplitude de variação altimétrica máxima de 250 m. Estas encontram-se seccionadas por um falhamento de direção N20°W, onde está encaixado o arroio do Passo Feio (MACHADO, 2017).

Em termos hidrográficos, a área de estudo se insere na Bacia Hidrográfica do Baixo Jacuí, que é escoada pelos arroios Passo Feio, Irapuá da Pitangueira, Guarda Velha, Passo da Areia e Passo do Lajeado. A partir de fotogeologia, Machado (2017) sugere que os principais arroios e drenagens da área estão relacionados a estruturas regionais. Estas estruturas, por sua vez, compõem o lineamento magnético de Caçapava (também nomeado de “Sutura de Caçapava” por FERNANDES *et al.*, 1995).

Figura 1: mapa de localização, situação e detalhe da área de estudo.



Fonte: modificado de CPRM (2013).

5 CONTEXTO GEOLÓGICO

5.1 Escudo Sul-rio-grandense e Terreno São Gabriel

A região de Caçapava do Sul, localidade da área de estudo, está inserida no contexto geológico-tectônico do Escudo Sul-rio-grandense, que representa a porção meridional da Província Mantiqueira (ALMEIDA *et al.*, 1981). A Província Mantiqueira é considerada como uma faixa móvel alongada nas direções NE-SW, que se estende por mais de 3.000 km entre a Bahia e o Uruguai (PHILIPP *et al.*, 2016a).

Na porção sul desta província, tem-se o Escudo Sul-rio-grandense, o qual é constituído por unidades tectono-estratigráficas paleo-, meso-, e neoproterozoicas. A geologia deste escudo é composta por fragmentos do Terreno Nico Perez (OYHANTÇABAL *et al.*, 2011; RAPELA *et al.*, 2011), que é representado por rochas metamórficas e graníticas de idade paleo-, meso- e neoproterozoica circundadas pelo Cinturão Dom Feliciano, cuja idade é neoproterozoica (PHILIPP *et al.*, 2016a).

O Cinturão Dom Feliciano representa um segmento crustal intensamente deformado e migmatizado entre 650 e 620 Ma (FERNANDES *et al.*, 1992; HARTMANN *et al.*, 1999; BITENCOURT & NARDI, 2000; HARTMANN *et al.*, 2000; SAALMANN *et al.*, 2005; SAALMANN *et al.*, 2006; SAALMANN *et al.*, 2010; BASEI *et al.*, 2011; HARTMANN *et al.*, 2011; CHEMALE Jr. *et al.*, 2012; PHILIPP *et al.*, 2013; PHILIPP *et al.*, 2016b). Este cinturão pode ser dividido em quatro porções distintas de oeste para leste, sendo elas: Terreno Tijucas, Terreno São Gabriel, Batólitos de Florianópolis-Pelotas-Aigua, Terreno Rocha e Punta del Leste (Figura 2; PHILIPP *et al.*, 2016a).

O Terreno São Gabriel (*sensu* HARTMANN *et al.*, 2007) (Figura 3), unidade na qual está inserida a área de estudo, corresponde a porção mais oeste do Cinturão Dom Feliciano, sendo limitado a norte e a oeste por coberturas sedimentares fanerozoicas da Bacia do Paraná; a sudoeste pela Zona de Cisalhamento Ibaré, de direção N70°W - S70°E; e a leste pela Zona de Cisalhamento de Caçapava do Sul (Figura 2) (PHILIPP *et al.*, 2016a).

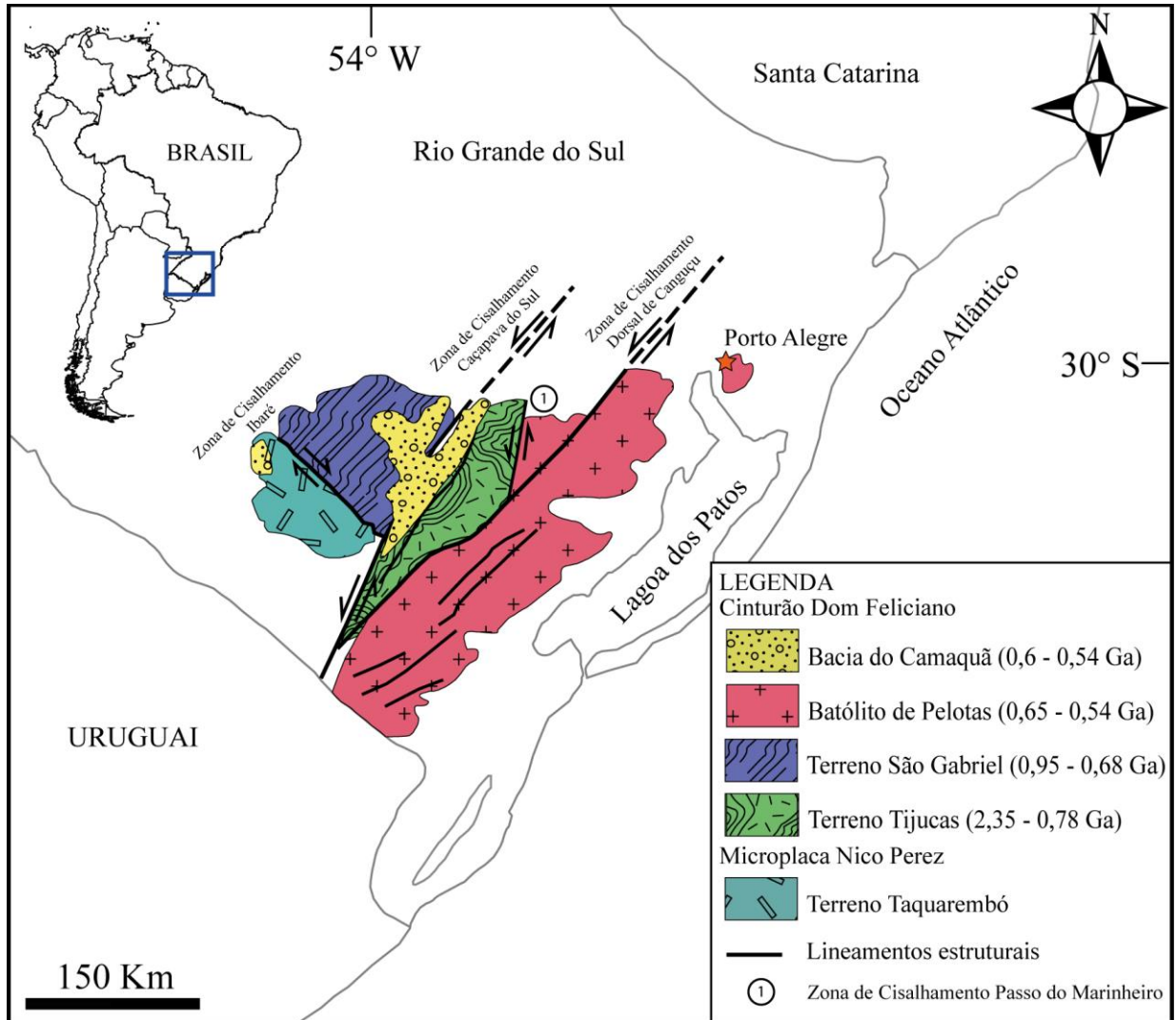
PHILIPP *et al.* (2016a) descrevem três associações petrotectônicas para o Terreno São Gabriel, sendo elas:

i) Prisma Acrescionário Palmas; representado por complexos ofiolíticos, compostos de anfibolitos e metaultramáficas, incluindo harzburgitos serpentinizados, metapiroxenitos e metagabros, e xistos magnesianos de assinatura toleítica (LEITE *et al.*, 1998; REMUS *et al.*, 1999a; CHEMALE Jr., 2000);

ii) Associações de Arcos Magmáticos; representada pelo Arco Passinho (Complexo Imbicuí), Arco São Gabriel (Complexo Bossoroca, Cambaí e Suíte Lagoa da Meia Lua), que são compostos por associações metavulcanossedimentares de idade entre 890 e 680 Ma (MACHADO *et al.*, 1990; BABINSKI *et al.*, 1996; LEITE *et al.*, 1998, REMUS *et al.*, 1999a; HARTMANN *et al.*, 2011; LENA *et al.*, 2014; PHILIPP *et al.*, 2014), e o Complexo Pontas do Salso, caracterizado por uma bacia tardi-orogênica relacionada a um arco, com idade inferior a 680 Ma (VEDANA *et al.*, 2016). Esta associação de arcos magmáticos faz contato com associações metassedimentares de margem passiva, representadas pelo Complexo Passo Feio e Complexo Marmeleiro.

iii) Associação vulcano-plutono-sedimentar Seival, originada entre 610 e 540 Ma e representada pelos estágios tardi e pós-orogênicos da Orogenia Dom Feliciano (CHEMALE JR., 2000). Estas associações petrotectônicas registram um ciclo completo de geração de crosta oceânica, formação e colisão de arcos magmáticos e fechamento do oceano, seguido por um período pós-colisional marcado por uma intensa sedimentação e intensa atividade magmática, onde foram originados o Granito Santo Ferreira e o Granito Caçapava do Sul.

Figura 2: contextualização geológica do Escudo Sul-rio-grandense com ênfase nos principais terrenos e lineamentos estruturais.



Fonte: adaptado de PHILIPP, PIMENTEL E CHEMALE (2016a).

5.2 Complexo Metamórfico Passo Feio

O Complexo Metamórfico Passo Feio (BITENCOURT, 1983) (Figuras 3 e 4) corresponde ao embasamento metamórfico da área de estudo, que contorna o Granito Santo Ferreira e o Complexo Granítico Caçapava do Sul (Figura 3). Inicialmente foi descrito por Carvalho (1932) como “rochas metamórficas da cabeceira do Vacacaí”. Recebeu, também, designações como “Série Porongos” por Leinz *et al.* (1941), “Formação Vacacaí” por Gõni *et al.* (1962) e “Formação Passo Feio” por Remus *et al.* (2000). De qualquer forma, o Complexo Metamórfico Passo Feio abrange xistos, filitos, anfíbolitos, mármore, quartzitos, cornubianitos e rochas calcossilicatadas (BITENCOURT, 1983).

Estas rochas têm sua gênese explicada pela obdução de um fragmento de crosta oceânica neoproterozoica devido ao fechamento do Oceano Charrua, durante a Orogênese Brasileira (FRAGOSO-CESAR, 1991). Esta sequência metavulcanossedimentar teria sido metamorfizada na fácies xisto verde a anfíbolito inferior durante a Orogênese Brasileira (RIBEIRO *et al.*, 1966; BITENCOURT, 1983; NARDI & BITENCOURT, 1989; UFRGS, 1998).

O Complexo Metamórfico Passo Feio apresenta dois eventos metamórficos regionais (M1 e M2), acompanhados por duas fases deformacionais (D1 e D2) e uma terceira fase deformacional (D3), posterior a estes eventos (BITENCOURT, 1983). O evento metamórfico M1, relacionado a fase deformacional D1, é caracterizado por um pico termal, da ordem de fácies anfíbolito. Este é evidenciado microscopicamente por uma associação mineralógica de porfiroblastos de granada, cloritoide e estauroлита em metapelitos; e por porfiroblastos de hornblenda, actinolita e diopsídio em anfíbolitos e rochas portadoras de anfíbólio. A presença de andaluzita, embora pontual, caracteriza um evento de baixa pressão (BITENCOURT, 1983).

O segundo evento metamórfico (M2), relacionado a segunda fase deformacional (D2), é marcado por um retrometamorfismo de fácies xisto verde aliado a uma forte deformação. Este evento se manifesta na reestruturação de porfiroblastos de granada e estauroлита por clorita e/ou biotita em metapelitos; pela diminuição do tamanho de grão em xisto grosseiro e pela substituição de hornblenda por actinolita na borda de porfiroclastos de hornblenda em rochas portadoras de anfíbólio. Durante

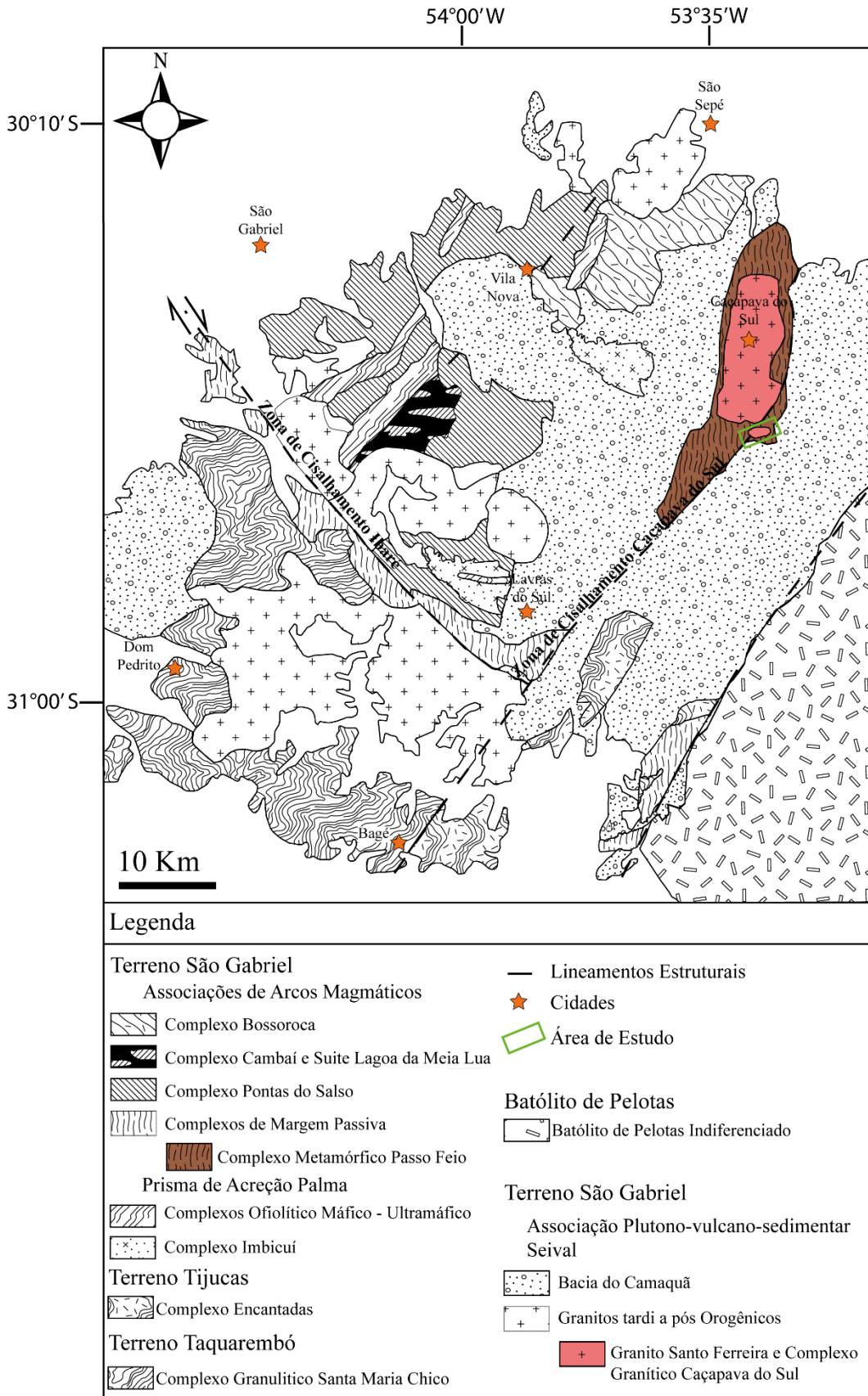
este evento, a orientação e recristalização sin-cinemática dos minerais definem os planos de foliação metamórfica regional das rochas.

A terceira e última fase deformacional (D3) é responsável pela estruturação atual do complexo, que se apresenta distribuído ao longo de uma estrutura antiformal regional, onde o Complexo Granítico Caçapava do Sul se situa no núcleo desta estrutura. Esta estrutura mergulha para noroeste, cujo eixo apresenta baixo caimento para nordeste e sudoeste. Tal estrutura regional desenvolveu-se em função da ascensão diapírica e emplacamento do Complexo Granítico Caçapava do Sul (NARDI & BITENCOURT, 1989). O metamorfismo regional registrado neste complexo é datado em 700 Ma por Remus *et al.* (2000) pelo método U-Pb em zircões retrabalhados por este evento.

Bitencourt (1983) sugere que a intrusão do Complexo Granítico Caçapava do Sul não afetou as rochas metamórficas do Complexo Metamórfico Passo Feio, visto que não é observado o desenvolvimento de cornubianitos típicos. Ribeiro & Fantinel (1978) sugerem que a intrusão do corpo granítico promoveu um metamorfismo de contato nestas rochas, transformando xistos em cornubianitos. Contudo, neste trabalho, não é especificado a distribuição e extensão da auréola metamórfica de influência.

Fragoso-Cesar (1980) sugere que a intrusão granítica gerou um domo termal nas rochas metamórficas próximas. A auréola metamórfica de influência desta intrusão também é descrita por Leinz *et al.* (1941), Ribeiro *et al.* (1966), Ribeiro (1970) e Remus *et al.* (2000) como a ocorrência localizada de escarnitos, cornubianitos e depósitos de sulfetos hospedados nas rochas metamórficas do Complexo Metamórfico Passo Feio.

Figura 3: mapa geológico do Terreno São Gabriel destacando as principais unidades geológicas relacionadas a área de estudo.



Fonte: adaptado de PHILIPP, PIMENTEL e CEMALE (2016a).

5.3 Complexo Granítico Caçapava do Sul e Granito Santo Ferreira

O Complexo Granítico Caçapava do Sul (NARDI & BITENCOURT, 1989) (Figuras 3 e 4) é uma intrusão granítica de proporções batolíticas, que apresenta formato elíptico com eixo de maior alongação norte-sul (Figura 3) e dimensões aproximadas de 25 por 10 km (NARDI & BITENCOURT, 1989). Inicialmente foi descrito por Leinz *et al.* (1941) como Batólito Granítico de Caçapava do Sul, depois foi denominado de Granito de Caçapava por Ribeiro *et al.* (1966). Este corpo intrusivo se encontra encaixado em rochas metavulcanosedimentares do Complexo Metamórfico Passo Feio (BITENCOURT, 1983), fazendo contato nítido e concordante com as rochas desse complexo.

A rochas que compreendem o Complexo Granítico Caçapava do Sul são biotita-granodioritos, tonalitos, quartzo-dioritos com hornblenda, e monzogranitos a sienogranitos, contendo biotita e muscovita ocasionalmente (NARDI & BITENCOURT, 1989). A granulação dessas rochas varia entre média a fina, frequentemente porfiroclástica, e pronunciada foliação milonítica marcada pela orientação de filossilicatos e estiramento do quartzo e feldspato (PORCHER & LOPES, 2000). Estas rochas são distinguidas em três fácies petrográficas distintas, sendo elas: i) biotita-granitoides, representados por rochas de coloração acinzentada quando frescas e róseas quando alteradas, contendo teores variáveis de biotita e allanita como mineral acessório característico, predominantes nas porções sul, sudoeste e oeste do corpo; ii) leucogranitoides, compreendendo rochas de coloração rósea com baixo conteúdo de minerais máficos, possuindo por vez muscovita e granada, predominantes nas porções norte e nordeste do corpo; e iii) granitoides transicionais, que apresentam uma variação contínua no teor de minerais máficos e félsicos, composicionalmente intermediários às outras duas fácies (NARDI & BITENCOURT, 1989).

O desenvolvimento de feições de metamorfismo de contato entre os dois complexos é antagônico na literatura científica. Bitencourt (1983) e Nardi & Bitencourt (1989) não reconhecem o desenvolvimento de *hornfels* (traduzidos como cornubianitos) ao longo do contato das litologias. Todavia, Leinz *et al.* (1941), Ribeiro *et al.* (1966), Ribeiro (1970), Ribeiro & Fantinel (1978) e Remus *et al.* (2000) sugerem que a intrusão granítica promoveu a formação de cornubianitos, escarnitos, depósitos

de sulfetos e um domo termal nas rochas metamórficas encaixantes (FRAGOSO-CESAR, 1980).

Associado aos leucogranitoides, ocorrem microgranitos, aplitos e pegmatitos, que frequentemente apresentam muscovita e baixos teores de turmalina. Os granitoides transicionais, por sua vez, fazem contato nítido com os biotita-granitoides, contendo, por vez, um aumento no teor de feldspato alcalino tardio e textura *schlieren*, que remete a ideia de mistura e assimilação de fácies em níveis mais profundos de posicionamento (NARDI & BITENCOURT, 1989). Embora não reconhecido em afloramento, estes autores acreditam que os granitoides transicionais fazem contato gradacional com os leucogranitoides.

Nardi & Bitencourt (1989) sugerem que a assinatura geoquímica do Complexo Granítico Caçapava do Sul é cálcio-alcálica com idade de 600 Ma (Rb-Sr e K-Ar em biotita; Soliani Jr., 1986). Leite *et al.* (1995) sugerem uma idade mais antiga, em torno de 2.394 a 1.942 Ma (SHRIMP) em zircões herdados, 561 ± 6 Ma para zircões interpretados como pertencentes ao protólito do complexo, e 540 ± 11 Ma para o evento magmático. Remus *et al.* (1997) obtiveram idades de 565 ± 14 Ma (U-Pb, SHRIMP) para zircões magmáticos de leucogranitoides avermelhados não-foliados da porção norte do batólito. Remus *et al.* (1999b), utilizando da mesma metodologia citada acima, obtiveram uma idade de 562 ± 8 Ma para a idade de cristalização do complexo.

O Granito Santo Ferreira (Figura 4) foi inicialmente relatado por Leinz *et al.* (1941) como uma apófise do Complexo Granítico Caçapava do Sul, que apresentava mineralizações de cobre, como calcocita, carbonatos e hematita (Figura 3). Ribeiro *et al.* (1966) descreveram o grande número de apófises existentes na região do Granito Santo Ferreira e sua influência nas rochas encaixantes, fazendo o seguinte relato:

“Ao redor do Granito, encontram-se numerosas apófises graníticas invadindo as rochas encaixantes. Estas apófises são de tamanho diverso, concordantes ou discordantes. A maior delas tem cerca de um quilômetro de diâmetro, situando-se ao sul do Passo do Moinho, no arroio Irapuá. Esta emite numerosas apófises subsidiárias e causa importante feldspatização nos anfibolitos envolventes. Nestas apófises vê-se claramente seu caráter intrusivo, visto transectarem as rochas encaixantes, terem bordos resfriados (denunciados pela fina granulação dos mesmos), contatos nítidos, e ocasionalmente, nas rochas a grão fino, bandejamento de fluxo” (RIBEIRO; BOCCHI; FIGUEIREDO; TESSARI, 1966, p. 66).

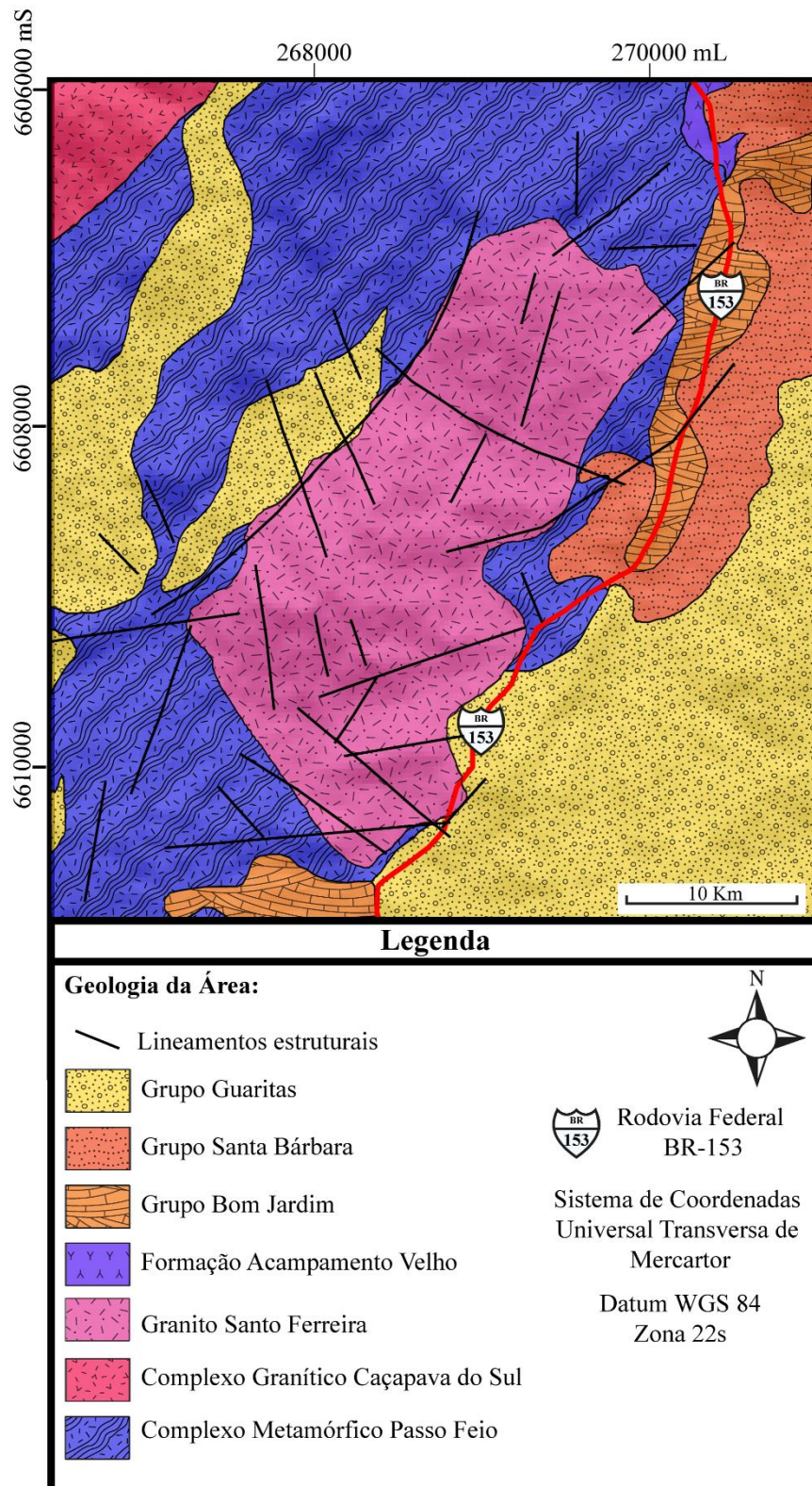
Ribeiro (1970), em trabalho de mapeamento geológico da folha Bom Jardim, define formalmente o Granito Santo Ferreira como unidade litológica (*stock*), da seguinte forma:

“O Granito Santo Ferreira é um pequeno “*stock*” a sudeste de Caçapava e em tudo similar ao mesmo, sendo nada mais do que uma de suas protuberâncias. Penetra com relação de intrusão nas rochas da Formação Vacacaí, desenvolvendo nelas metamorfismo de contato do fácies anfibolítico e é capeado em seu bordo leste, em pequenas secções pelas Formações Santa Bárbara e Guaritas. As mesmas relações do Granito de Caçapava são válidas para o “*stock*” Santo Ferreira. Este nome foi tirado do proprietário das terras em que esta massa granítica se situa” (RIBEIRO, 1970, p. 55).

Vários autores como Bitencourt (1983), Nardi & Bitencourt (1989), Sartori & Kawashita (1989) e UFRGS (1998) sugerem que o Granito Santo Ferreira reproduz as mesmas feições geológico-estruturais observadas no Complexo Granítico Caçapava do Sul. A proximidade geográfica das duas intrusões, juntamente com suas semelhanças petrográficas, geoquímicas e geocronológicas possibilitaram o agrupamento dos dois corpos em uma única unidade. Segundo Sartori & Kawashita (1989), o Granito Santo Ferreira compreende rochas sienograníticas a monzograníticas de assinatura geoquímica cálcio-alcalina, datadas de 552 ± 8 Ma (Rb-Sr, rocha total).

UFRGS (1998) descrevem o Granito Santo Ferreira como uma associação de rochas de granulação fina a grossa, com textura milonítica muito fina a fina marcada pelo estiramento do quartzo, *augens* de feldspato alcalino, microestruturas do tipo mica-*fish* e formação de subgrãos de quartzo, além de feldspato com evidências de recristalização dinâmica. A mineralogia do corpo é definida por feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita, granada, zircão e minerais opacos. Ao longo das bordas da intrusão é possível observar veios de hematita preenchendo fraturas de direção NE-SW, concordantes com a foliação das rochas encaixantes.

Figura 4: mapa geológico da área de estudo, destacando as litologias próximas.



Fonte: adaptado de UFRGS (1998).

6 MATERIAS E MÉTODOS

As rochas ígneas são formadas pelo resfriamento e cristalização de magmas, que são originados por processos de fusão de materiais crustais e/ou mantélicos em resposta a mudanças de temperatura e/ou pressão. A grande variabilidade da composição química dos materiais que constituem a crosta e o manto terrestre, assim como as condições de temperatura e pressão do ambiente de formação, explicam a grande gama de rochas ígneas existentes (WERNICK, 2004).

Visto esta variabilidade química e mineralógica, o presente estudo fará uso de métodos consagrados nas Geociências que procuram discretizar, caracterizar e compreender estas variações. Em função disso, o estudo será realizado em três etapas distintas, sendo elas: (i) Etapa de Pré-Campo; (ii) Etapa de Campo; e (iii) Etapa de Pós Campo.

6.1 Etapa Pré-Campo

6.1.1 Revisão Bibliográfica

A etapa de revisão bibliográfica, que será realizada ao longo de todo o desenvolvimento do estudo, tem por objetivo a fundamentação teórica e objetivação da pesquisa. Esta etapa é feita a partir da leitura e compilação de trabalhos científicos previamente elaborados, como monografias, dissertações, teses, artigos, resumos, livros, mapas etc., que foram desenvolvidos na área de estudo ou possuem algum vínculo com o foco desta.

6.1.2 Sensoriamento Remoto e dados SIG

O sensoriamento remoto é uma ferramenta de suma importância no desenvolvimento de pesquisas nas Geociências. A partir deste foi possível verificar determinadas características do alvo de estudo, como acesso à área (rodovias, estradas, trilhas), zona urbana e propriedades rurais, domínio geomorfológico e

topográfico, hidrografia e padrão de drenagens, litologias, afloramentos e contatos litológicos e outras informações em macroescala.

Para a execução deste levantamento de dados foram utilizadas imagens de satélite do *software Google Earth Pro*; o *software ArcGis 10.5* para manuseio, tratamento e plotagem de dados; *shapefiles* diversos (CPRM, 2013,); mapas geológicos da área de estudo e Imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission - Nasa*) com resolução espacial de 12 metros por pixel. Com a base de dados estruturada, foi possível gerar todos os mapas a serem utilizados na presente monografia.

6.2 Etapa de Campo

6.2.1 Mapeamento Geológico-Estrutural

O mapeamento geológico-estrutural da área foi realizado ao longo de três dias de campo nos meses de agosto. O objetivo da realização da etapa de campo foi o reconhecimento da área de estudo, levantamento de dados geológicos, estruturais e técnicos *in situ*, além da coleta de amostras para análises.

Os afloramentos estudados foram descritos de forma técnica e objetiva, abrangendo aspectos macro, meso e microescala. Em macroescala, foram realizadas observações sobre relevo e vegetação da área, tipo e dimensões do afloramento, estruturas e geometria. Em meso e microescala, foram realizadas descrições sistemáticas sobre a mineralogia da rocha, texturas, estruturas, alterações, mineralizações, relações entre rochas e outros.

Os materiais utilizados em campo, assim como os recursos para a realização dos mesmos foram providenciados pela Universidade Federal do Pampa (UNIPAMPA).

6.3 Etapa Pós Campo

6.3.1 Descrição Macroscópica

A descrição macroscópica das amostras coletadas foi realizada no Laboratório de Mineralogia e Petrografia da UNIPAMPA, com o auxílio de Microscópio Estereoscópio Binocular marca Quimis modelo Q724S-2, com 2x e 4x de aumento. Também foram utilizadas risca-rochas para identificar minerais a partir de seu risco e dureza; e ácido clorídrico (HCl), utilizado na identificação de carbonatos a partir da efervescência destes.

6.3.2 Descrição Microscópica

A descrição microscópica das amostras foi realizada a partir da análise e fotografia de lâminas delgadas em microscópio petrográfico marca Nikon modelo Eclipse 50i Pol (Figura 5), no Laboratório de Mineralogia Óptica da UNIPAMPA. As amostras macroscópicas e lâminas delgadas foram cedidas pelo projeto de pesquisa intitulado de “Reconhecimento de Indicadores Prospectivos de Depósitos Minerais na região Centro-Sul do Rio Grande do Sul” com apoio do Programa de Desenvolvimento Acadêmico (PDA) e Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS), coordenado pela Prof^a. Dr^a Cristiane Heredia Gomes.

Ao todo, foram concedidas 40 lâminas delgadas da área de estudo, das quais 32 são das fácies petrográficas do Granito Santo Ferreira a serem caracterizadas, 5 são de mineralizações e veios mineralizados do granito, e 3 são das rochas encaixantes. As lâminas foram descritas de forma sistemática, abordando aspectos como mineralogia e proporções modais, texturas, estruturas, grau de cristalização, reações mineralógicas, alterações e mineralizações. O teor de anortita (An) nos plagioclásios foi determinado utilizando o método de Michel-Levy, baseado na média do ângulo de extinção do mesmo. As feições representativas das seções delgadas foram fotografadas por câmera acoplada ao microscópio óptico.

Figura 5: microscópio petrográfico Nikon Eclipse 50i Pol, com objetivas de 5x, 10x, 20x e 50x.



Fonte: Autor.

6.4 Análise Geoquímica de Rocha Total

Dentre as amostras fornecidas pelo projeto de pesquisa, foram selecionadas 11 amostras para análise geoquímica de rocha total. As amostras analisadas são representativas das fácies petrográficas correspondentes e encontram-se livres de intemperismo. As amostras selecionadas foram reduzidas à pó no Laboratório de Mineralogia e Petrografia da UNIPAMPA, com o auxílio de um cadinho e um bastão de porcelana previamente esterilizados.

As amostras moídas foram enviadas ao laboratório Geosol, em Belo Horizonte-MG, que realizou a análise dos elementos maiores por ICP (*Inductively Coupled Plasma*) e elementos menores e traço por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*).

A Espectrometria de Massa com Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS em inglês) é uma técnica analítica amplamente utilizada nas geociências devido a sua alta sensibilidade a elementos traços e detecção multielementar. Tal técnica apresenta grande vantagem por utilizar um plasma de Argônio ionizado acoplado indutivamente para separar os átomos (atomização) e excita-los de forma eficiente. Este plasma apresenta temperaturas variando de 7000K a 10 000K, fornecendo energia suficiente para gerar uma atomização até mesmo de compostos refratários (TAYLOR, 2001).

Segundo BARSHICK *et al.* (2000), um ICP-MS padrão é constituído de um sistema de introdução da amostra (nebulizador e câmara de nebulização), uma fonte de plasma acoplada indutivamente, lentes iônicas, um espectrômetro de massa e um detector. O processo de análise de uma amostra inicia-se com o bombardeamento desta no nebulizador, transformando-a em gotas de aerosol. Na câmara de nebulização, as maiores gotas de aerosol são removidas, limitando-se a quantidade de aerosol que entrarão no plasma.

As gotas de aerosol restantes, ao passar pelo plasma, evaporam e dão origem a uma partícula. Esta partícula, por sua vez, vaporiza-se e é convertida em átomos(atomização). O plasma de argônio encontra-se dentro de uma “tocha” de quartzo, a qual é envolvida por cobre e submetida a uma corrente elétrica de alta frequência. Os átomos liberados pelo processo de atomização são ionizados a partir da retirada de um elétron e detectados pelo espectrômetro de massa. Os cátions retidos no plasma de argônio são então removidos por um sistema de vácuo acoplado a um par de cones para a câmara final. Durante esta trajetória, os mesmos passam por um feixe de elétrons focado pelas lentes iônicas.

Na câmara final encontram-se o espectrômetro de massa e o detector. Dentro do espectrômetro de massa, os íons são separados de acordo com a razão entre a massa e a carga por um quadrupolo que combina campos elétricos de corrente alternada e contínua. A detecção é feita posteriormente, criando-se um espectro de massa que fornece informações precisas e qualitativas da amostra. Os picos de detecção são diretamente proporcionais à concentração do elemento na amostra. A partir da comparação dos picos obtidos com os dados de calibração, obtém-se então informações quantitativas dos elementos na amostra (BARSHICK, DUCKWORTH & SMITH; 2000).

Os limites detectáveis pelo laboratório, em ordem de menor para maior precisão, são: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, K₂O Na₂O, P₂O₅, LOI e F = 0,01% (100 ppm) ; TiO₂ e MnO 0,001% (10 ppm); Cr e Ni = 20 ppm; Cu e Zn = 10 ppm; Pb e V = 5 ppm; Ba = 3 ppm; Sr, Mo e Ag = 2 ppm; Rb, Sc, Sn, Zr, Be, Co, Ga, Li = 1 ppm; As, Ge, W, Y = 0,5 ppm (500 ppb), Nb e Sb = 0,2 ppm (200 ppb); Bi, Cs, Hf e In = 0,1 ppm (100 ppb); Th, Tl, La, Ce, Nd = 0,05 ppm (50 ppb); Lu = 0,02 ppm (20 ppb); Au = 2 ppb.

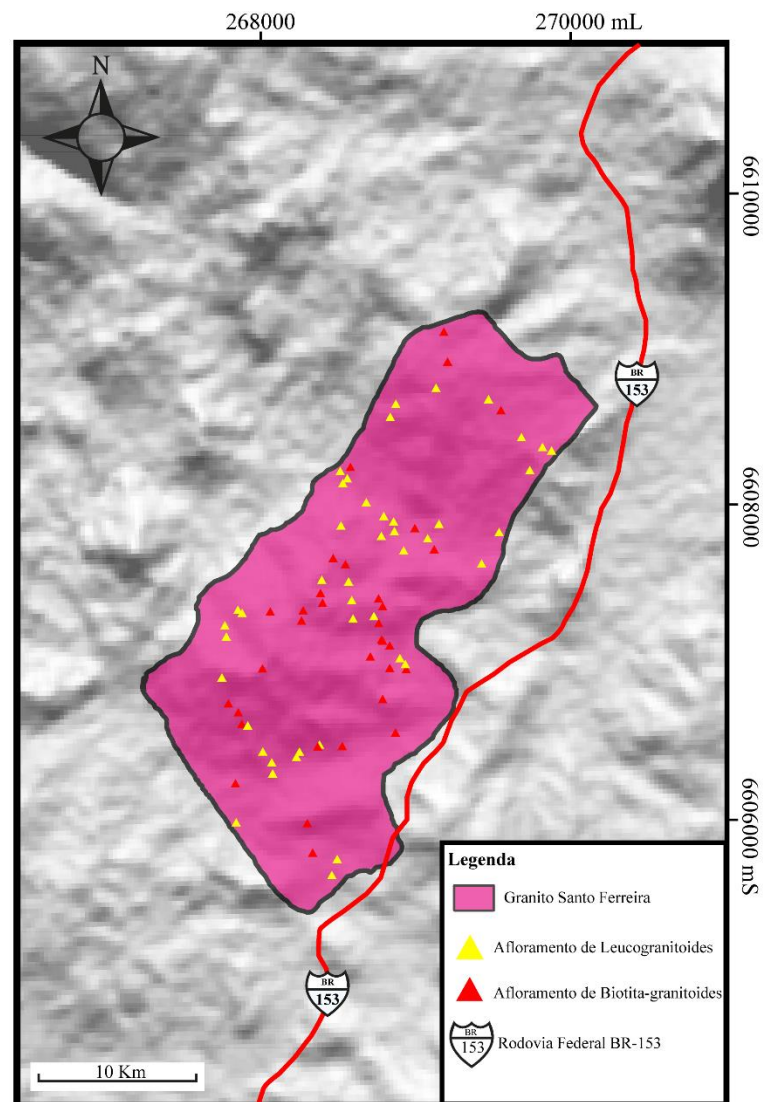
Os dados obtidos pelas análises químicas foram tratados em planilha Excel 2013, no *software* Petrograph (PETRELLI *et al.*, 2005) e GCDKit (JANOUSĚK, FARROW & ERBAN; 2006).

7 RESULTADOS

7.1 MAPEAMENTO GEOLÓGICO

No total, foram cartografados 79 pontos no Granito Santo Ferreira (Figura 6), que possibilitaram a elaboração de um mapa geológico e faciológico do Granito Santo Ferreira. Dentre estes pontos, 36 correspondem à fácies biotita-granitoides e 43 à fácies leucogranitoides do referido granito.

Figura 6: mapa de pontos sobre o Granito Santo Ferreira, destacando as fácies aflorantes e o relevo da região.



Fonte: modificado de UFRGS (1998).

7.2 GRANITO SANTO FERREIRA

O Granito Santo Ferreira, alvo de estudo do presente trabalho, constitui um corpo granítico alongado na direção NNE, de pequena magnitude. Geomorfologicamente, o corpo é representado por dois cerros de relevo acentuado segmentados por um falhamento aonde está encaixado o Arroio Passo Feio. A vegetação que recobre os cerros é composta principalmente de gramíneas e arbustos de médio porte, contendo por vez acumulações de árvores de médio porte próximo a drenagens.

As rochas que compõem o granito afloram principalmente na forma de lajeados, campos de matacões e blocos soldados (Figura 7A e B). Trata-se de granitoides holocristalinos de textura fanerítica média a grossa, por vezes pegmatítica e/ou milonítica. Apresenta coloração variável em tons de salmão, esbranquiçada e cinza claro na fácies fresca, e tons de marrom avermelhado nas porções alteradas. Nas porções alteradas do granito é comum a presença de óxidos de coloração escura, como pirolusita (Figura 8).

Figura 7: tipos de afloramento do Granito Santo Ferreira. **A)** afloramento do tipo lajeado, próximo a arroio. **B)** afloramento do tipo matacões em campo.



Fonte: autor.

Figura 8: afloramento do tipo lajeado contendo alterações na forma de filmes de pirolusita (oxidação).



Fonte: autor.

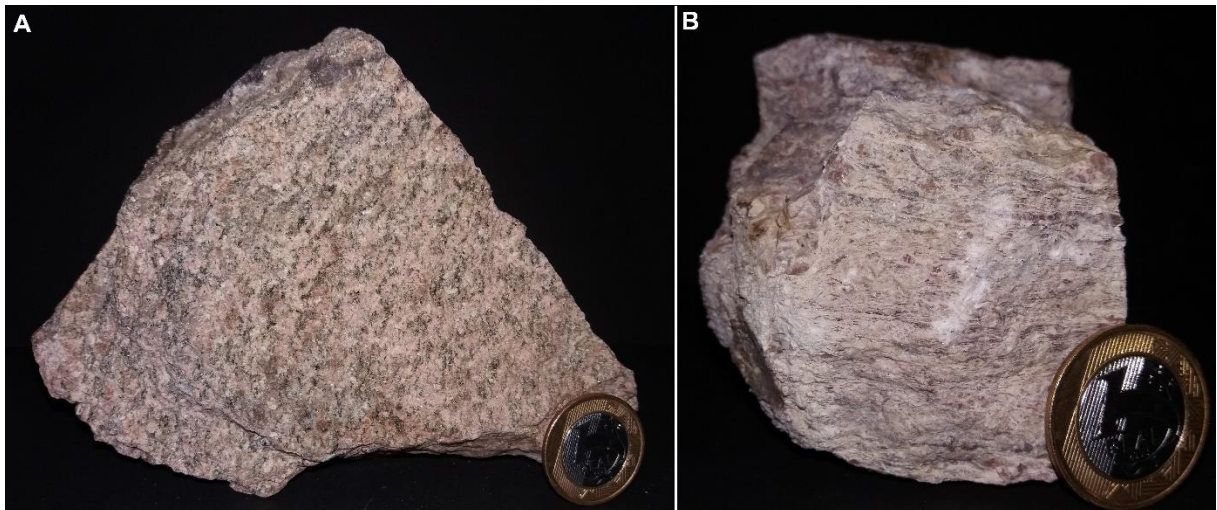
A variabilidade da mineralogia que compõe estas rochas possibilita a distinção das seguintes fácies: biotita-granitoides, leucogranitoides e granitoides transicionais. Os biotita-granitoides compreendem monzogranitos a sienogranitos de coloração cinza claro a salmão, de textura fanerítica média, por vez milonítica e pegmatítica de forma restrita. A mineralogia da fácies é definida por teores variáveis de feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio, biotita e por vez anfibólios. Nas porções deformadas destas rochas, tem-se o desenvolvimento de protomilonitos a milonitos, segundo a classificação de Sibson (1977).

Os planos de foliação destas rochas estão demarcados pelo alinhamento dos minerais de biotita, pela formação de bandas de recristalização de quartzo e feldspato alcalino milimétricas a decimétricas, assim como pelo alinhamento de minerais prismáticos (Figura 9A). Tais planos de foliação apresentam as seguintes atitudes, em *Dip Direction* (Direção de Mergulho): 124/55; 121/49; 118/53; 120/45 e 110/50.

Os leucogranitoides, por sua vez, compreendem sienogranitos de coloração salmão claro a esbranquiçado, de textura fanerítica média a grossa, comumente milonítica e/ou pegmatítica. A mineralogia da fácies é definida por teores variáveis de feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio, muscovita e granada. As porções pegmatíticas desta fácies apresentam comumente feldspato alcalino e quartzo com tamanhos maiores a 1cm e formação de quartzo leitoso de forma subordinada.

Os planos de foliação destas rochas estão demarcados pelo alinhamento dos minerais de muscovita (quando presentes), pela formação de bandas de recristalização de quartzo e feldspato alcalino milimétricas a centimétricas, pelo alinhamento de minerais prismáticos e pelo desenvolvimento de *augens* de feldspato alcalino. Estes planos de foliação apresentam as seguintes atitudes, em *Dip Direction*: 130/62; 126/49; 144/60; 137/51 e 137/54. Segundo a classificação de Sibson (1977), as rochas deformadas da fácies leucogranitoides compreendem desde protomilonitos até ultramilonitos (Figura 9B).

Figura 9: amostras do Granito Santo Ferreira mostrando feições de deformação. **A)** biotita-granitoides levemente deformados, onde o plano de foliação é demarcado pelo alinhamento de biotitas e feldspatos alcalinos. **B)** leucogranitoides milonítico contendo *augens* de feldspato alcalino.



Fonte: autor.

Relacionado aos leucogranitoides, são observados inúmeros veios contendo mineralizações de hematita e malaquita (Figura 10), que apresentam as atitudes que se seguem: 040/77, 030/70, 045/83, 045/66, 030/72 e 200/80, 180/78, 265/71, 255/67; 240/68. Tais veios apresentam espessuras milimétricas a decimétricas, sendo compostos de hematita especular, cujo tamanho varia entre 1 e 3 mm com brilho metálico, coloração cinza prateada escura a avermelhada e, por vezes, textura *boxwork*. As mineralizações de malaquita ocorrem associadas, na forma de minerais anédricos dispersos de até 5mm.

Figura 10: amostra de veio mineralizado do Granito Santo Ferreira, apresentando mineralizações de hematita e estruturas do tipo *boxwork*.



Fonte: autor.

Fraturas conjugadas ou em pares conjugados também são feições observadas nos leucogranitoides, porém de forma mais restritas. Tais fraturas apresentam as seguintes atitudes: 040/62, 037/75, 040/63, 020/56, 035/69 e 235/87, 234/88, 230/85, 227/78, 229/84.

De forma geral, o Granito Santo Ferreira faz contato com o Complexo Metamórfico Passo Feio de forma gradacional, onde as porções de espessura variável do granito intrudem as rochas metamórficas paralelamente a foliação. Próximo ao contato, o granito se encontra milonitizado e com bandas milimétricas a centimétricas de recristalização de minerais félsicos e bandas de minerais micáceos (Figura 11). Por vezes, se encontram porções de rochas metamórficas totalmente englobadas pelo granito, interpretadas como xenólitos ou *roof pendants* (pendentes de teto). De forma esporádica, se tem a formação de lentes e vênulas de hematita na rocha encaixante.

Figura 11: granitoide milonitizado contendo bandas milimétricas de recristalização de minerais félsicos (colorações amarronadas) e bandas de minerais micáceos (biotita - colorações pretas), próximo ao contato do granito com o Complexo Metamórfico Passo Feio.



Fonte: autor.

7.3 PETROGRAFIA MICROSCÓPICA E CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA

A partir da análise das seções delgadas do Granito Santo Ferreira (GSF) foi possível observar que este apresenta uma variação mineralógico-espacial passível de ser caracterizada. A presença/ausência e abundância de minerais como a biotita, muscovita e granada possibilita a diferenciação do GSF em três fácies distintas, sendo elas: biotita-granitoides, leucogranitoides e granitoides transicionais. Estas fácies, por sua vez, são reconhecíveis petrográfica e geoquimicamente, sendo relacionáveis em afloramentos, amostras de mão e seções delgadas. A partir da caracterização destas fácies, foi possível gerar um mapa faciológico do GSF em nível de detalhe demonstrando a variação espacial das fácies.

Para a abreviação correta dos minerais descritos se utilizou os critérios propostos por Whitney & Evans (2010).

7.3.1 Biotita-granitoides

Os biotita-granitoides compreendem rochas graníticas de coloração cinza claro a salmão quando fresca, e tons amarronzados quando intemperizadas, que por vezes são foliadas e deformadas. A foliação presente nesta fácies é marcada pelo alinhamento das biotitas e minerais prismáticos, assim como pela formação de bandas de recristalização de quartzo e feldspato alcalino (subgrãos de quartzo e feldspato alcalino).

São rochas holocristalinas de textura fanerítica média, raramente pegmatítica, apresentando teores elevados de biotita, além de allanita, apatita e zircão como minerais acessórios característicos. A petrografia da fácies é definida por: feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, biotita, allanita, apatita, zircão, hornblenda e minerais opacos.

Os feldspatos alcalinos (ortoclásio e microclínio) são anédricos a subédricos, com formatos prismáticos arredondados nas bordas e equidimensionais arredondados, apresentando extinção ondulante, maclas *Carlsbad* (ortoclásio) e xadrez (ou *tartan*) (microclínio) (Figuras 12.1 e 12.2). Por vezes, exibem textura gráfica e formação de pertitas (Figuras 12.3 e 12.4). Possuem alteração para sericita, que se encontra concentrada ao longo dos planos de macla e fraturas quando presentes. Inclusões de biotita, quartzo neoformado e opacos são frequentes.

Os plagioclásios são anédricos a subédricos, com formato prismático a equidimensional, contendo maclas polissintéticas comumente interrompidas e com terminações em cunha (*kinkbands*), zonações químicas concêntricas e por vezes textura mirmequítica (Figuras 12.5 e 12.6). Os teores de An obtidos variam entre An₁₃ até An₂₇. Alterações químicas são verificadas preferencialmente ao longo dos planos de clivagem do mineral, onde se formam sericita e calcita (Figuras 12.5 e 13.1). Inclusões de biotita, quartzo neoformado e opacos são frequentes.

O quartzo é anédrico, ameboide, apresentando contatos suturados a serrilhados entre os grãos, extinção ondulante e formação de subgrãos, além de recristalização dinâmica dos grãos (Figuras 13.2 a 13.5). Todavia, não foi observado feições poligonais dos grãos. Em porções com maior recristalização dinâmica da rocha, o quartzo foi observado acumulado na forma de “fitas” de recristalização.

A biotita, restrita a esta fácies, é euédrica a subédrica, com hábito lamelar e formato alongado, pleocroísmo que varia do bege claro ao marrom escuro (dicróismo), clivagem boa em uma direção e extinção mosqueada (Figuras 14.1 a 14.3). Ao longo do plano de clivagem destes minerais, são comuns as alterações para clorita epitáxica, hematita e/ou limonita. Substituições completas do mineral por clorita epitáxica também são observadas (Figura 15.1). É comum a ocorrência de inclusões de minerais acessórios, como allanita, apatita e zircão, onde este último desenvolve halos pleocróicos na biotita em função do decaimento radioativo (Figuras 14.4 e 14.5). Reações mineralógicas de transformação também são observadas, onde é possível observar lamelas de biotita sendo transformadas em muscovita, evidenciadas pela maior cor de interferência do mineral neoformado (Figura 14.6).

A allanita, restrita a esta fácies, é euédrica, com hábito hexagonal em cortes paralelos a base ou prismática em cortes paralelos ao eixo C (Figuras 15.1, 15.2 e 15.4). Apresentam pleocroísmo moderado, que varia do amarelo pálido ao marrom claro (dicróismo), relevo moderado positivo (+), maclas simples e fortes zonações químicas concêntricas. Metamictizações são pouco comuns, sendo evidenciadas pela formação de microfraturas concêntricas ao mineral (Figura 15.1). Por vezes, foi observada substituída por pistacita (Figura 15.4). Alterações para limonita e óxidos também são observadas (Figuras 14.6 e 15.3).

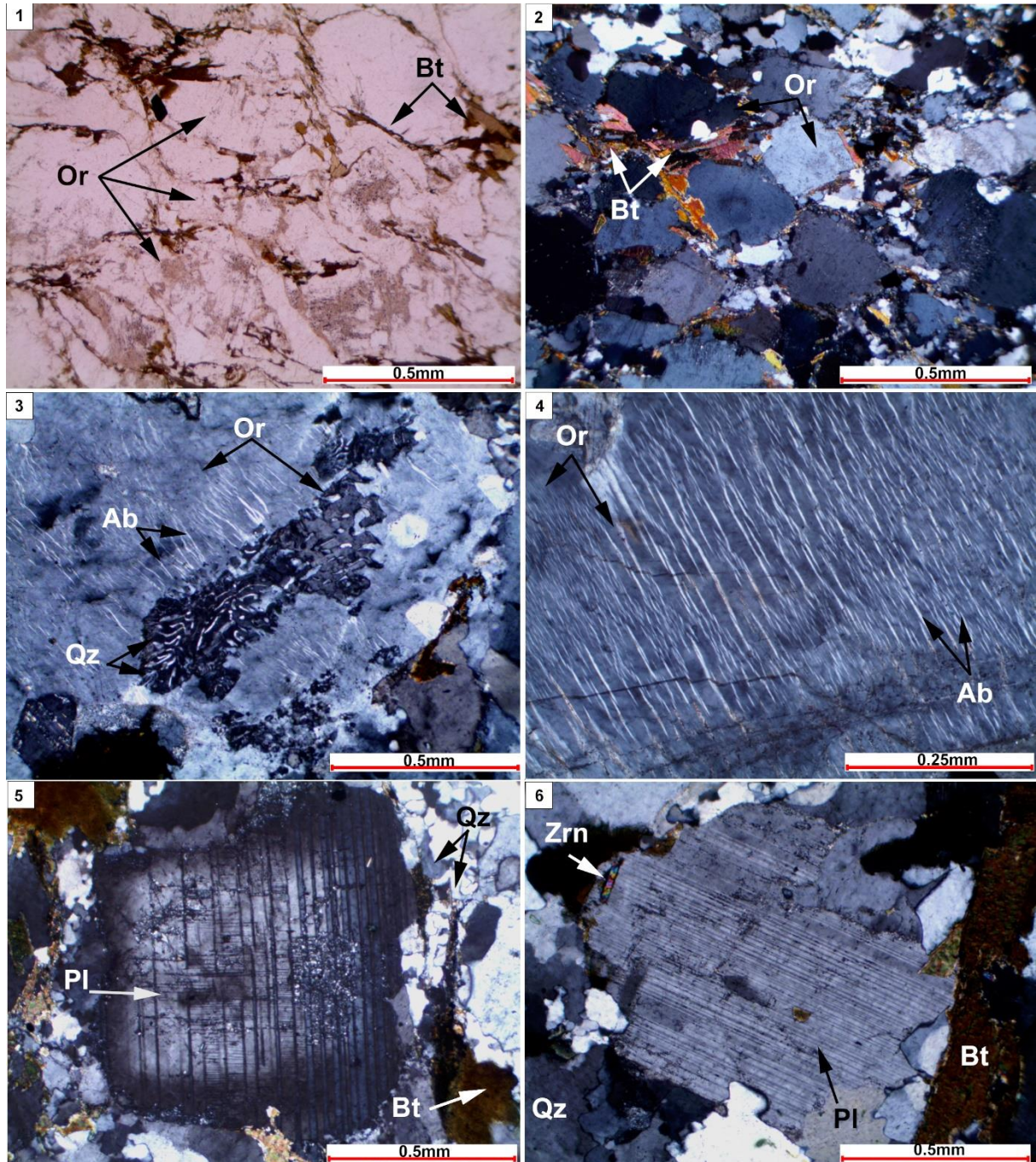
A apatita é euédrica, com formato prismático, relevo moderado a baixo e cor de interferência de 1ª ordem). Ocorre na forma de pequenos minerais límpidos inclusos em biotitas e ortoclásios (Figuras 14.4, 14.5 e 15.6).

O zircão é euédrico, prismático, com relevo alto e extinção reta. Comumente ocorre na forma de inclusão em outros minerais, desenvolvendo feições de halos pleocróicos em função de decaimentos radioativos (Figuras 14.4, 15.5 e 15.6).

A hornblenda, de ocorrência pontual, é anédrica a subédrica, tem relevo moderado e coloração em tons de marrom escuro. Por vezes, se apresenta alterada para limonita. É pouco representativa e ocorre rica em inclusões de apatita e outros minerais opacos (Figura 13.6).

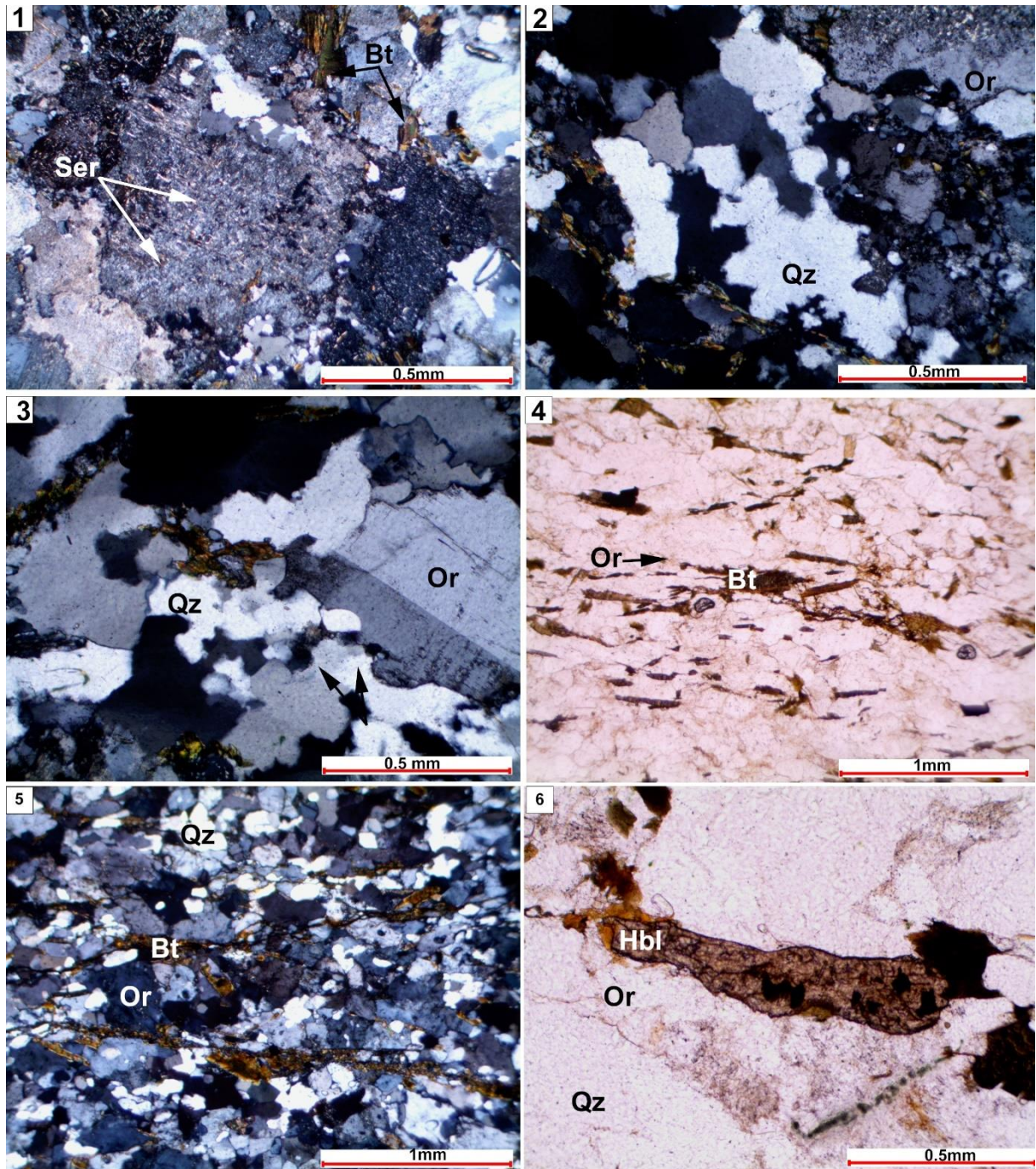
Os minerais opacos ocorrem de forma disseminada na rocha, se apresentando na forma de minerais subédricos a euédricos e de hábito cúbico. Provavelmente, trata-se de magnetitas.

Figura 12: feições microscópicas da fácies biotita-granitoides. **1)** Ortoclásios subédricos apresentando bordas arredondadas; LN, 10X. **2)** Ortoclásios subédricos apresentando bordas arredondadas; LP, 10x. **3)** Ortoclásio contendo exossoluções de albita (pertitas) e intercrescimento com quartzo (textura gráfica); LP, 10x. **4)** Exossoluções de albita em ortoclásio (pertitas); LP, 20x. **5)** Plagioclásio com maclas polissintéticas contínuas e zonação química concêntrica; LP, 10x; **6)** Plagioclásio subédrico contendo maclas polissintéticas contínuas e inclusões de biotita e zircão; LP, 10x. Legenda: Or=ortoclásio, Bt=biotita, Pl= plagioclásio, Qz=quartzo, Zrn= zircão, LN=luz natural e LP= luz polarizada.



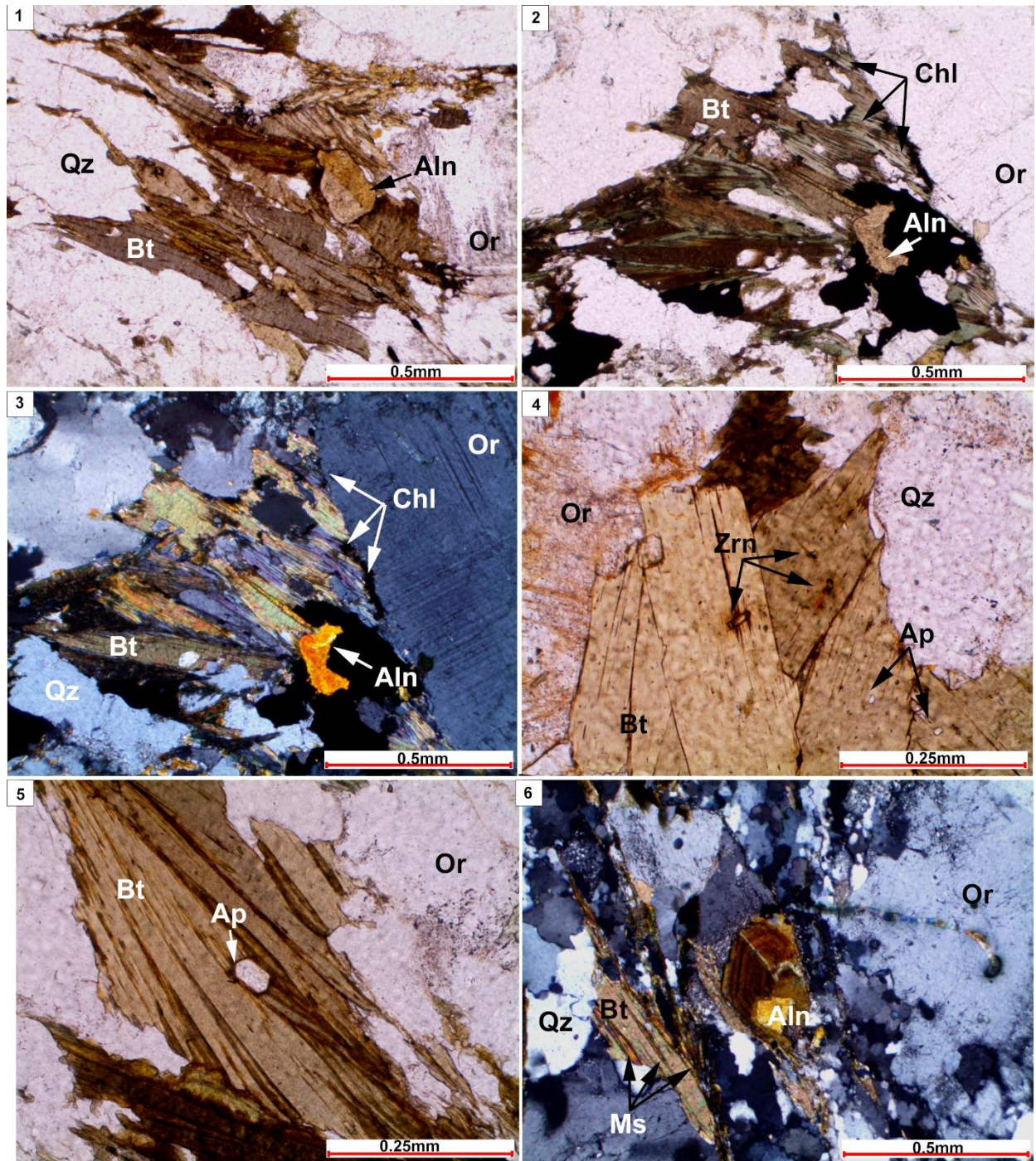
Fonte: autor.

Figura 13: feições microscópicas da fácies biotita-granitoides. **1)** Plagioclásio subédrico totalmente substituído por sericita; LP, 10x. **2)** Quartzo anédrico com contatos suturados e extinção ondulante; LP, 10x. **3)** Quartzo anédrico com contatos suturados e extinção ondulante; LP, 10x. **4)** Fitas de quartzo recristalizado e alinhamento de biotitas, demarcando a foliação da rocha. LN, 5x. **5)** Fitas de quartzo recristalizado e alinhamento de biotitas, demarcando a foliação da rocha; LP, 5x. **6)** Hornblenda subédrica a anédrica apresentando inclusões de apatita e alterações para limonita. LN, 10x. Legenda: Or=ortoclásio, Bt=biotita, Qz=quartzo, Hbl = hornblenda, Ser = sericita, LN=luz natural e LP= luz polarizada.



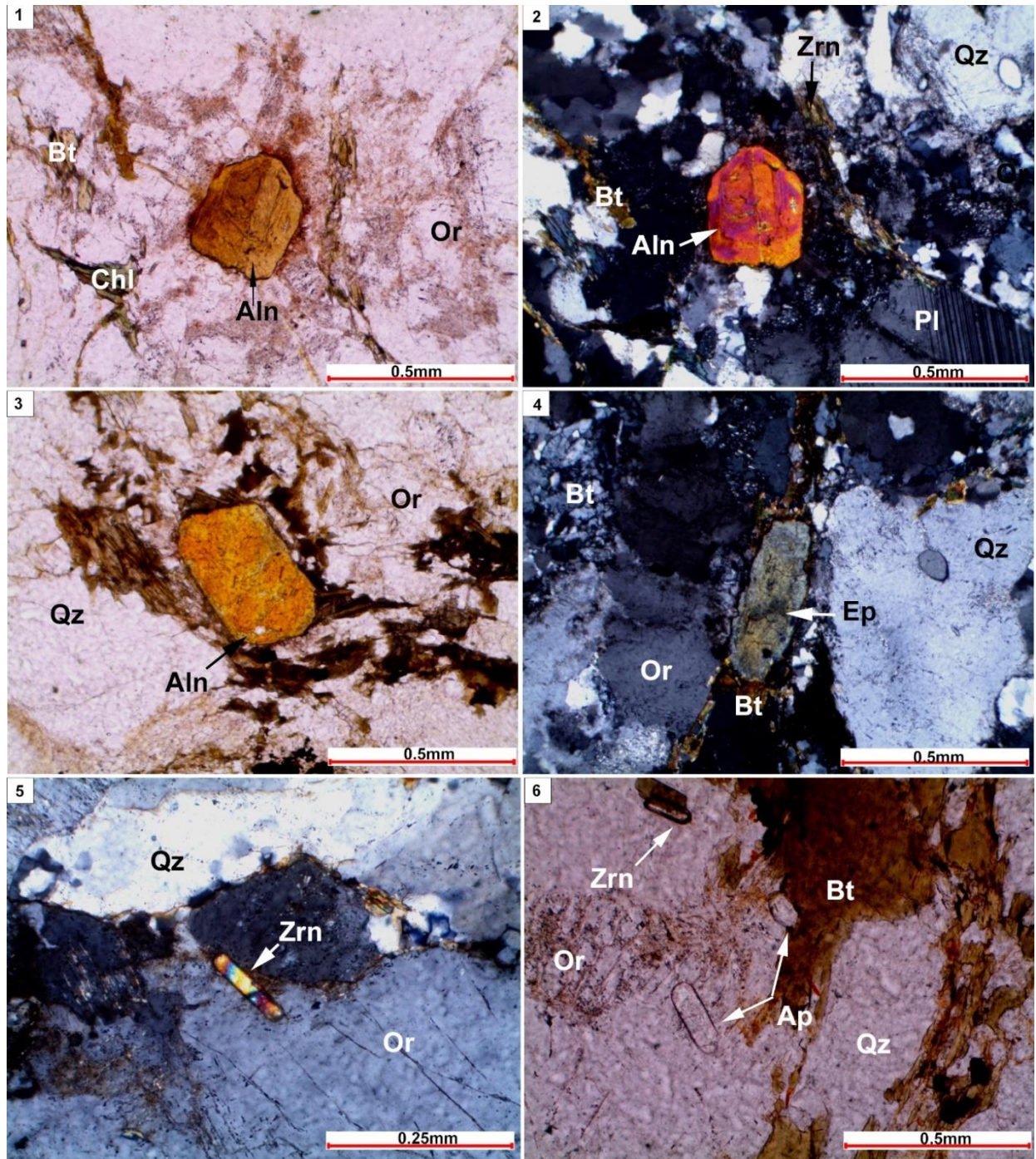
Fonte: autor.

Figura 14: feições microscópicas da fácies biotita-granitoides. **1)** Aglomeração de biotitas subbédricas a euédricas, englobando allanita maclada; LN, 10x. **2)** Aglomeração de biotitas subbédricas parcialmente substituídas para clorita epitáxica (tons esverdeados), juntamente com allanita e opacos; LN, 10x. **3)** Aglomeração de biotitas subbédricas parcialmente substituídas para clorita epitáxica (coloração azul berlim), juntamente com allanita e opacos; LP, 10x. **4)** Biotitas euédricas contendo inclusões de zircão e apatita, onde as inclusões de zircão desenvolvem halos pleocróicos nestas; LN, 20x. **5)** Biotita subbédrica contendo inclusão de apatita euédrica; LN, 20x. **6)** Ao centro, allanita maclada exibindo forte zonação química concêntrica. A esquerda, biotita apresentando transformação mineralógica para muscovita; LP, 10x. Legenda: Or=ortoclásio, Bt=biotita, Qz=quartzo, Chl=clorita, Aln=allanita, Ap=apatita, LN=luz natural e LP= luz polarizada.



Fonte: autor.

Figura 15: feições microscópicas do fácies biotita-granitoides. **1)** Allanita euédrica maclada, exibindo leves zonações químicas concêntricas e provável metamictização. No canto inferior esquerdo, biotita totalmente substituída para clorita; LN, 10x. **2)** Allanita euédrica maclada exibindo cores de interferência de segunda ordem; LP, 10x. **3)** Allanita parcialmente alterada para limonita (colorações amarelo-alaranjadas); LN, 10x. **4)** Ao centro, cristal de allanita totalmente substituído para epidoto (pistacita); LP, 10x. **5)** Zircão euédrico apresentando colorações de 2 a 3 ordem; LP, 20x. **6)** Ortoclásio contendo inclusões euédricas de apatita e zircão; LN, 10x. Legenda: Or=ortoclásio, Bt=biotita, Qz=quartzo, Chl=clorita, Aln=allanita, Ap=apatita, Zrn=zircão, Ep=epidoto, LN=luz natural e LP= luz polarizada.



Fonte: autor.

7.3.2 Leucogranitoides

Os leucogranitoides compreendem rochas graníticas de coloração salmão clara a esbranquiçada quando fresca, e tons amarronzados claro quando intemperizadas, que comumente se apresentam foliadas e deformadas. A foliação presente nesta fácies é marcada pelo alinhamento das muscovitas e minerais prismáticos, assim como pela formação de bandas de recristalização dinâmica de quartzo e feldspato alcalino (subgrãos de quartzo e feldspato alcalino) e *augens* (porfiroclastos) de feldspato alcalino.

São rochas holocristalinas de textura fanerítica média a grossa com variedades pegmatíticas, contendo teores elevados de muscovita e subordinadamente de granada. A petrografia desta fácies é definida por feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, muscovita, granada e opacos.

O feldspato alcalino (ortoclásio) é subédrico a anédrico, com formato prismático e arredondado nas bordas, exibindo maclas *Carlsbad*, extinção ondulante e exsoluções de albita (pertitas) (Figura 16.1). Inclusões de quartzo e ortoclásio são comuns. Nas porções mais deformadas das rochas que compõe a fácies, se verifica a presença de porfiroclastos rotacionados (*augens*) de ortoclásio, que se apresentam cominuidos pelo processo de recristalização dinâmica e alongados paralelamente a foliação da rocha, além da formação de subgrãos (Figura 19). Nestas porções, cristais menores de ortoclásio apresentam bordas suturadas em função deste processo. Todavia, é comum a alteração intempérica deste mineral para sericita (Figura 16.2).

O plagioclásio é subédrico, com formato tabular, apresentando macla polissintética interrompida e macla em cunha (*kinkband*), extinção ondulante, zonações químicas concêntricas e textura mirmequítica (Figuras 16.3 a 16.5). Como produto da alteração química destes minerais, foi observada a formação de intercrescimentos de sericita e calcita. Os teores de An obtidos variam de An₁₀ a An₁₈, sendo mais sódicos que na fácies biotita-granitoides.

O quartzo é anédrico, com formato ameboide, apresentando contatos suturados a serrilhados entre os grãos, extinção ondulante, formação de subgrãos e recristalização dinâmica dos grãos. Nas porções mais deformadas da fácies, o quartzo

se encontra acumulado na forma de “fitas” recristalizadas, que apresentam espessuras variando da ordem de 0.1mm até 1mm (Figuras 16.6, 18.3 e 19).

A muscovita é euédrica a subédrica, com habito lamelar e formato alongado, clivagem boa em uma direção e extinção mosqueada. Apresenta cores de interferências vibrantes variáveis de 2 a 3 ordem e raras alterações para sericita (Figura 17.1, 17.2, 17.4 a 17.6 e 18.2). Comumente, este mineral apresenta estrutura deformacional do tipo *mica-fish*, em função dos processos deformacionais que afetaram as rochas (Figura 17.2, 17.6 e 18.2), demarcando o plano de foliação milonítica das rochas. É comum também a ocorrência de microfraturas preenchidas com hematita e/ou limonita nas proximidades deste mineral.

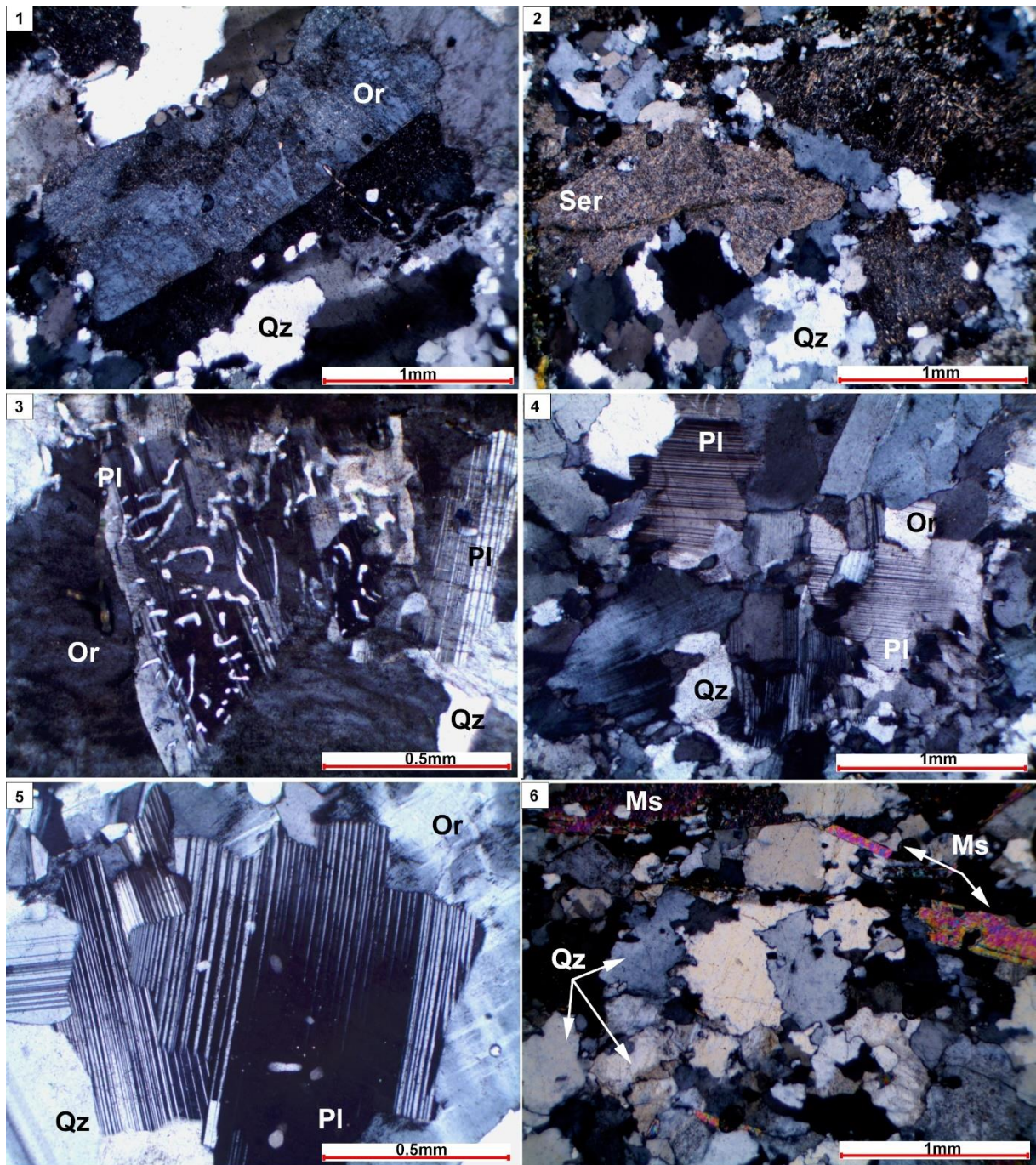
A granada, de ocorrência restrita a esta fácies, é euédrica a subédrica, de formato circular e comumente fraturada (Figuras 17.3 e 17.6). Ocorre na forma de minerais de relevo moderado com coloração bege clara, normalmente próximos à muscovita. Todavia, este mineral se apresenta em equilíbrio com a rocha durante os processos de recristalização e deformação.

Os minerais opacos ocorrem de forma disseminada na rocha, apresentando-se na forma de minerais subédricos a euédricos e de hábito cúbico. Provavelmente, trata-se de magnetitas e/ou óxidos metálicos.

7.3.3 Granitoides transicionais

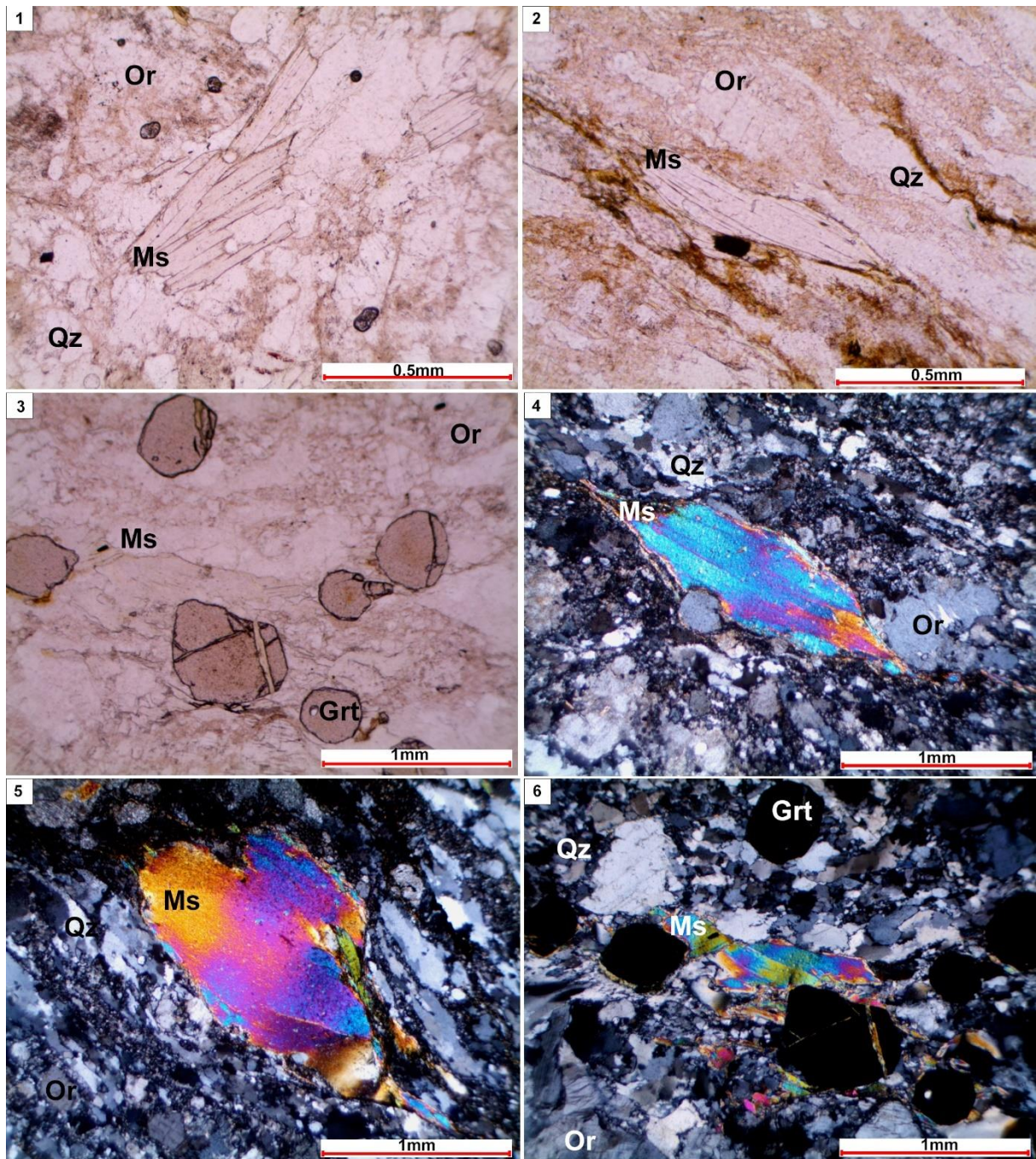
Os granitoides transicionais, por sua vez, apresentam características intermediárias em relação as duas fácies anteriormente descritas. Caracterizam-se por apresentarem baixos teores de biotita e raros minerais acessórios, como allanita. Os mesmos não apresentam minerais relacionados à fácies leucogranítica, como a granada.

Figura 16: feições microscópicas da fácies leucogranitoides. **1)** Ortoclásio subédrico com bordas arredondadas, macla *carlsbad* e inclusões de quartzo; LP, 5x. **2)** Substituição completa de ortoclásio por sericita; LP, 5x. **3)** Ao centro, cristal de plagioclásio subédrico apresentando maclas polissintéticas interrompidas e intercrescimentos de quartzo (textura mirmequítica). No canto direita, plagioclásio apresentando maclas polissintéticas contínuas; LP, 10x. **4)** Plagioclásios subédricos a anédricos contendo maclas polissintéticas contínuas e extinção ondulante; LP, 5x. **5)** Plagioclásio subédrico contendo maclas em cunha (*kinkbands*) e polissintéticas contínuas; LP, 10x. **6)** Aglomeração de grãos de quartzo recristalizados contendo contatos suturados a serrilhados e extinção ondulante. LP, 5x. Legenda: Or=ortoclásio, Qz=quartzo, Pl=plagioclásio, Ser=sericita, Ms=moscovita e LP=luz polarizada.



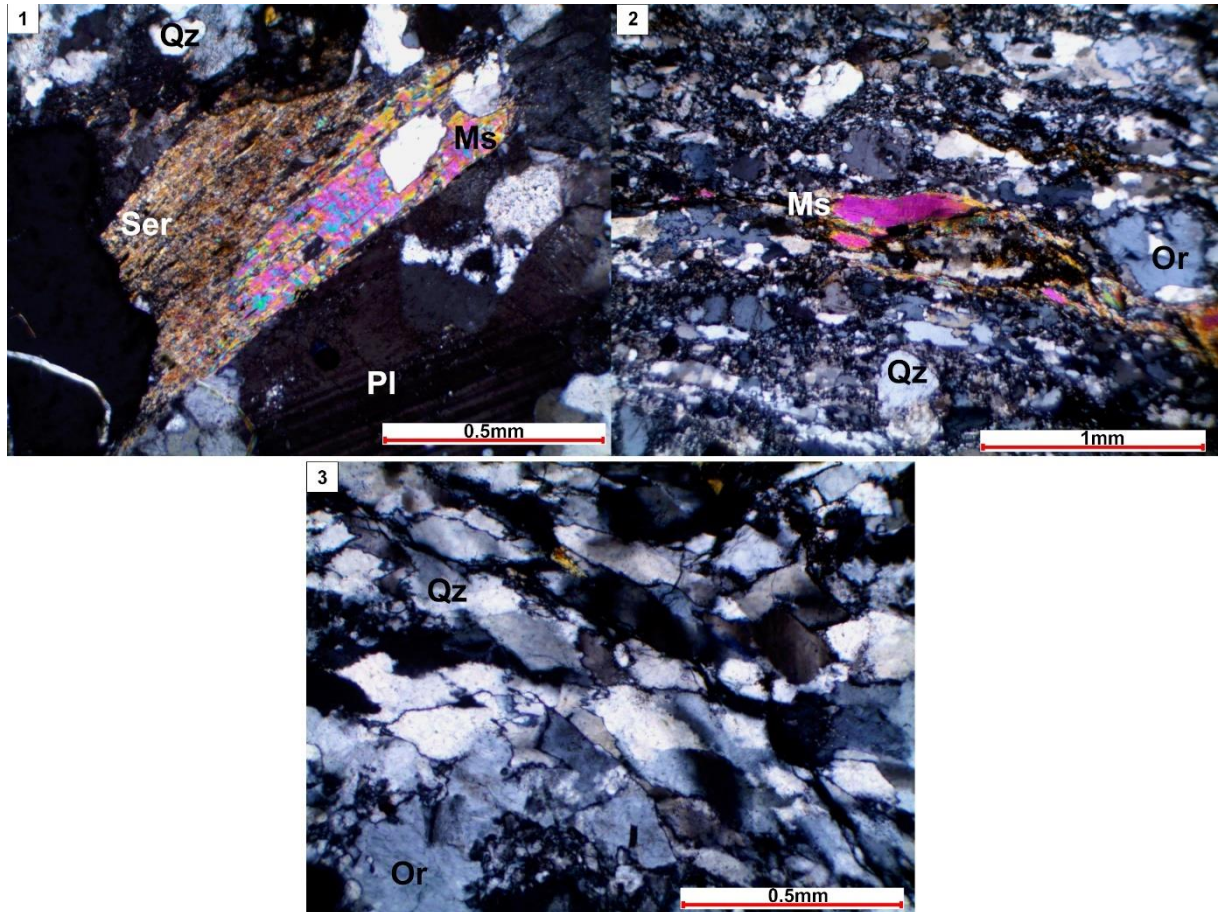
Fonte: autor.

Figura 17: feições microscópicas da fácies leucogranitoides. **1)** Ao centro, minerais de muscovita euédricos a subédricos rodeados por quartzo anédrico. No canto esquerdo, ortoclásio arredondado parcialmente alterado para sericita; LN, 10x. **2)** Ao centro, muscovita deformada apresentando estrutura do tipo *mica-fish*. Observa-se fraturas paralelas a este mineral preenchidas por limonita; LN, 10x. **3)** Ao centro, mineral de muscovita rodeado por granadas. As granadas apresentam-se subédricas, comumente fraturadas e estáveis com a rocha; LN, 5x. **4)** Megacrystal de muscovita subédrica, apresentando clivagens paralelas a direção de maior alongamento e cores de interferência de 2 a 3ª ordem. À direita, mineral de ortoclásio cominuído pelos processos deformacionais; LP, 5x. **5)** Megacrystal de muscovita subédrica apresentando colorações de 2ª ordem e extinção ondulante. LP, 5x. **6)** Muscovita contendo estrutura *mica-fish*, envolta por minerais isotrópicos de granada, imersos em matriz quartzo-feldspática milonítica; LP, 5x. Legenda: Or=ortoclásio, Qz=quartzo, Ms=muscovita, Grt=granada, LN=luz natural e LP= luz polarizada.



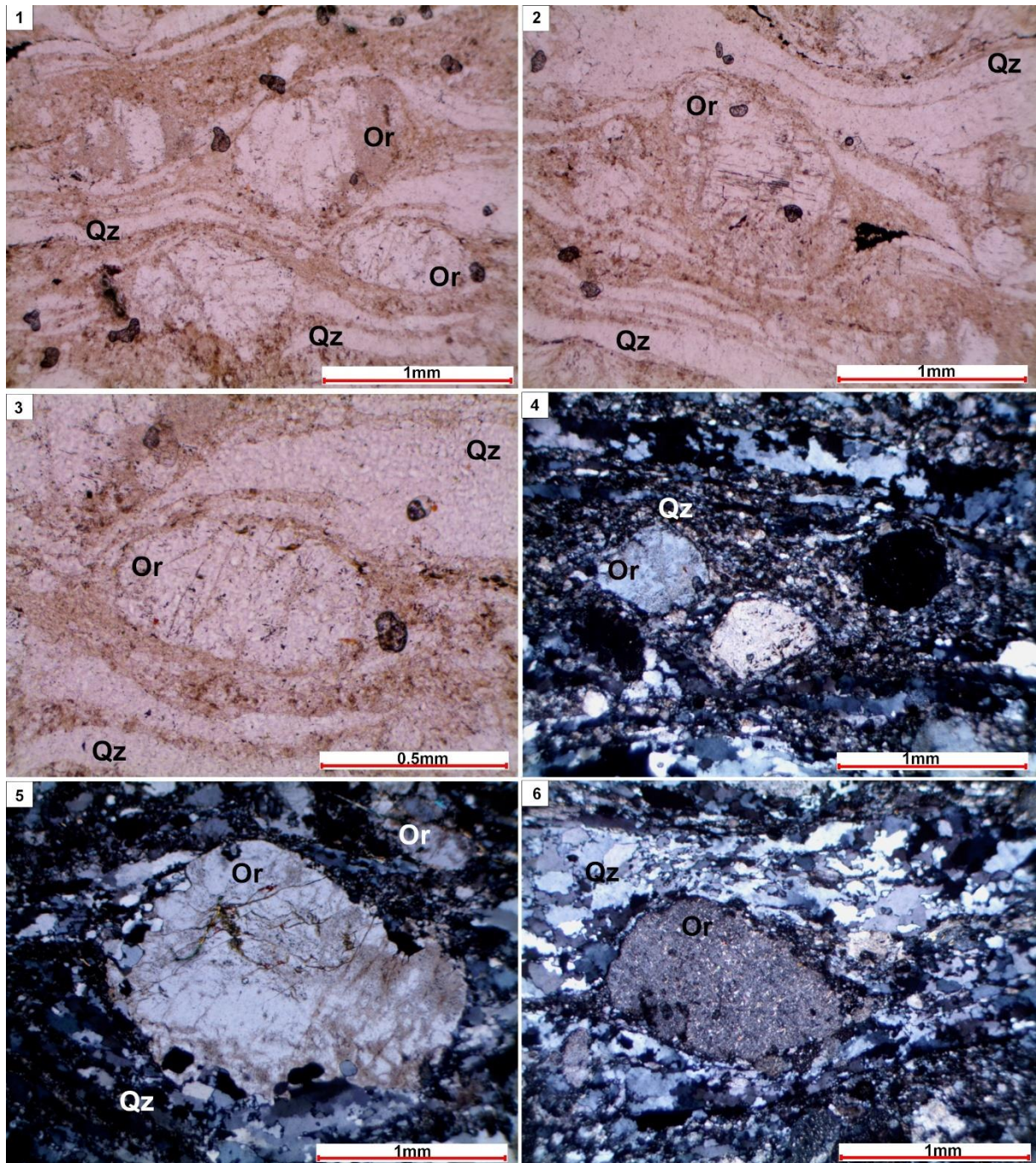
Fonte: autor.

Figura 18: feições microscópicas da fácies leucogranitoides. **1)** Muscovita parcialmente substituída por sericita. LP, 10x. **2)** Muscovita *mica-fish* imersa em matriz milonítica quartzo-feldspática. Paralelamente a este mineral, tem-se fraturas preenchidas por limonita. LP, 5x. **3)** Aglomerados de quartzo recristalizado, apresentando contatos suturados, extinção ondulante e formato tendendo a “losangular”; LP, 5x. Legenda: Or=ortoclásio, Qz=quartzo, Ms=muscovita, Ser=sericita, Pl=plagioclásio, LP= luz polarizada.



Fonte: autor.

Figura 19: feições microscópicas da fácies leucogranitoides. **1, 2 e 3):** Porfiroclastos rotacionados (augens) de ortoclásio parcialmente alterados para sericita e cominuidos ao longo das bordas pelos processos de recristalização dinâmica. Estes encontram-se imersos em matriz milonítica composta de quartzo e feldspato alcalino recristalizados. Tem-se também fitas de quartzo recristalizado de espessura variável, destacadas nas imagens em tons de branco; LN, amplo de 5x, 5x e 10x respectivamente. **4, 5 e 6)** Porfiroclastos rotacionados (augens) de ortoclásio, contendo bordas cominuidas e extinção ondulante. Nota-se que próximo a borda destes minerais, tem-se a formação de matriz milonítica muito fina em função do atrito gerado entre os porfiroclastos e a matriz da rocha durante os processos de deformação. A matriz milonítica é composta principalmente por fitas de quartzo recristalizado com contatos suturados, ortoclásio cominuído e subgrãos de feldspato alcalino; LP, 5x. Legenda: Or=ortoclásio, Qz=quartzo e LP=luz polarizada.



Fonte: autor.

7.3.4 Classificação petrográfica

A partir da análise das 32 lâminas delgadas confeccionadas do GSF foi possível realizar uma quantificação modal dos componentes de cada fácies, que é expressa nas tabelas a seguir (Tabelas 1 e 2).

Tabela 1: proporção modal (%) dos constituintes mineralógicos da fácies biotita-granitoides.

Lâminas	Composição Modal (%)								
	Feldspato Alcalino	Plagioclásio	Quartzo	Biotita	Allanita	Apatita	Zircão	Hornblenda	Opacos
PCP 1033A	32.5	35	21	6	2	0.5	1	-	2
PCP 1034A	30.3	36	23	4	1	0.7	3	-	2
PCP 1037B	38	31.9	20	5	1	0.1	1	-	3
PCP 1085A	28	33.6	25	4	3	0.4	2	-	4
PCP 1087B	35	38.9	19	3	2	0.6	0.5	-	1
PCP 1091B	33	26.8	27	6	2	1.2	3	-	1
PCP 1098A	31.5	27.5	18	14	4	1	2	-	2
PCP 1112A	23	36.1	22	9	4	0.9	1	-	4
PCP 1119A	28.5	33	23	7	3	1.5	1	-	3
PCP 1120	31	38.8	20	4	1	1.2	1	-	3
PCP 1122A	23	25	24	17	5	0.5	0.5	3	2
PCP 2001A	26	30.6	23	13	4	0.4	2	-	1
PCP 2001B	25.1	38	17	14	3	0.9	1	-	1
PSF 06	27.3	31.6	20	9	5	1.1	3	-	3
PSF 14	35.2	39.1	16	4	1	0.7	2	-	2
PSF 16	22.1	28.7	19	21	7	0.2	1	-	1
PSF 90	20.7	37.3	22	12	4	1	1	-	2

Fonte: autor.

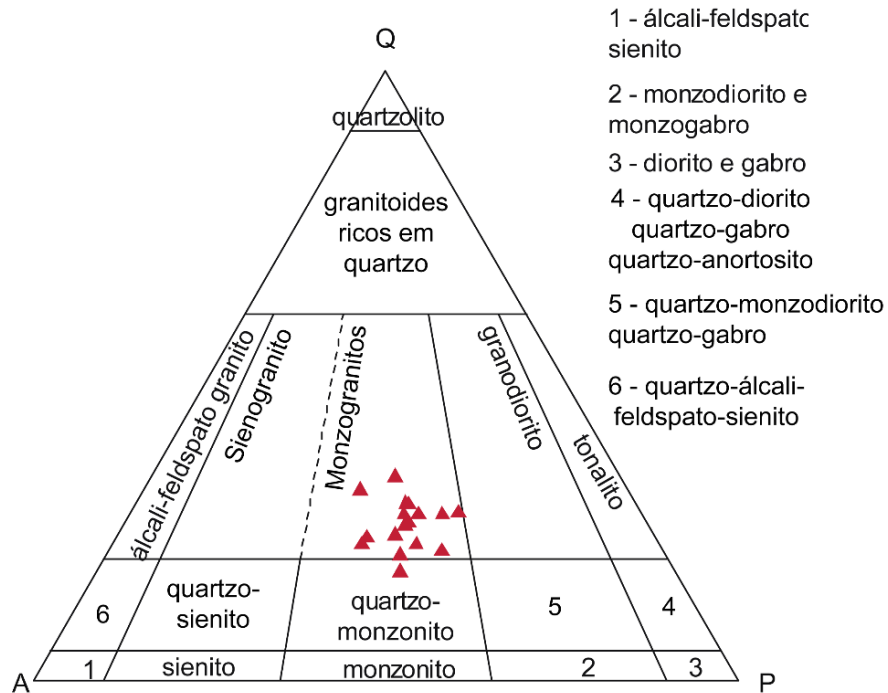
Tabela 2: proporção modal (%) dos constituintes mineralógicos da fácies leucogranitoides.

Lâminas	Composição Modal (%)					
	Feldspato Alcalino	Plagioclásio	Quartzo	Muscovita	Granada	Opacos
PCP 1125A	44	22	25	5	3	1
PCP 1026A	43	23	25	4	2	3
PCP 1027A	45	20	22	6	5	2
PCP 1038A	42	21	23	8	4	2
PCP 1039A	42	23	19	10	2	4
PCP 1045A	37	28	24	14	6	1
PCP 1046	38	25	26	9	7	5
PCP 1047A	38	24	28	6	1	3
PCP 1050	44	20	27	4	3	2
PCP 1054A	36	23	25	7	8	1
PCP 1108A	41	20	24	7	5	3
PCP 1133A	40	21	22	9	5	3
PCP 1134A	39	24	20	10	2	5
PSF 05	38	21	26	10	1	4
PSF 37C	42	21	21	11	3	2

Fonte: autor.

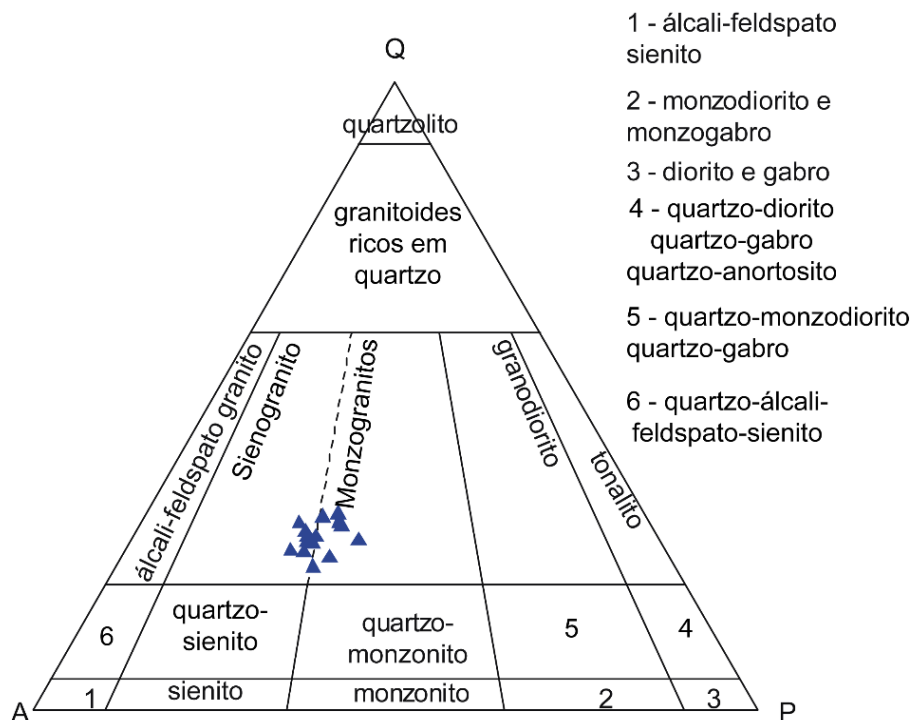
Com base nas proporções mineralógicas acima expressas, foi possível classificar petrograficamente os granitoides que compõe o GSF utilizando o diagrama QAPF de Streckeisen (1974) (Figuras 20 e 21).

Figura 20: classificação petrográfica da fácies biotita-granitoides.



Fonte: modificado de STRECKEISEN (1974).

Figura 21: caracterização petrográfica da fácies leucogranítica.



Fonte: modificado de STRECKEISEN (1974).

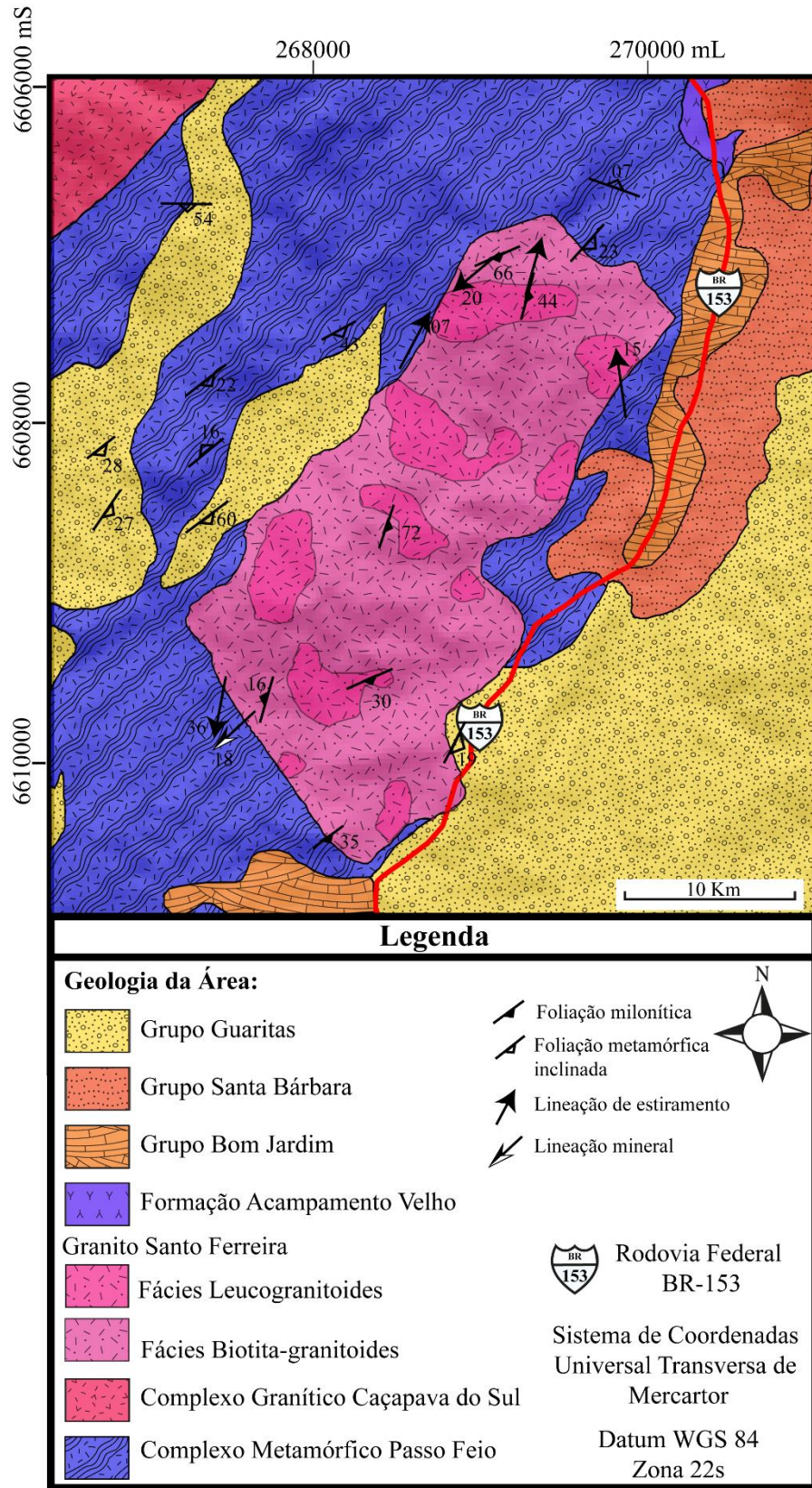
Com base no diagrama de classificação (Figura 20) foi possível caracterizar as rochas pertencentes a fácies biotita-granitoides como sendo monzogranitos a quartzomonzonitos. Já a fácies leucogranitoides é caracterizada por sienogranitos a monzogranitos (Figura 21). Tal variação na classificação decorre principalmente da variabilidade dos teores de plagioclásio contidos nas rochas estudadas.

7.3.5 Mapa faciológico do Granito Santo Ferreira

Com base na caracterização faciológica, juntamente com os dados de campo, foi confeccionado um mapa geológico faciológico do Granito Santo Ferreira (Figura 22). Nota-se que a fácies leucogranitoides, embora menos expressiva, se encontra distribuída ao longo de todo o corpo granítico. Todavia, nenhum padrão de distribuição desta fácies foi identificado.

O contato entre a fácies biotita-granitoides e leucogranitoides ocorre de forma gradacional, evidenciado pela diminuição progressiva do conteúdo de biotita e plagioclásio e aumento progressivo do conteúdo de feldspatos alcalino, assim como pelo aumento da granulação das rochas, que tendem a fanerítica média a grossa.

Figura 22: mapa geológico faciológico do Granito Santo Ferreira, destacando as principais litologias próximas.



Fonte: adaptado de UFRGS (1998).

7.4 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Para o estudo geoquímico do Granito Santo Ferreira, foram selecionadas e analisadas 11 amostras representativas das fácies que o compõe, onde 7 amostras pertencem a fácies biotita-granitoides e 4 amostras a fácies leucogranitoides. Para fins comparativos foram utilizadas as análises químicas do Complexo Granítico de Caçapava do Sul (NARDI & BITENCOURT, 1989) na forma de áreas, juntamente com os dados obtidos do GSF. Desta forma, os dados geoquímicos da litologia estudada se encontram dispostos na Tabela 3.

As rochas que compreendem o GSF apresentam teores de SiO_2 variando de 67,52% a 77,51%; teores de Al_2O_3 moderados, variando entre 12,03 a 14,47%; e teor de álcalis com Na_2O entre 2,38 a 6,38%, K_2O entre 0,29 e 4,52%. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ variam de 5,73 e 7,64%, e a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ entre 0,23 e 2,18. Os teores de CaO oscilam entre 0,22% e 2,10%, com razão $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ entre 0,029 a 0,344. Os teores de MgO e Fe_2O_3 variam entre 0,05 a 1,07% e 0,49 a 3,55%, respectivamente, e razão a $\text{FeO}_T/(\text{FeO}_T+\text{MgO})$ entre 0,709 e 0,954. Os valores de *LOI* (*Loss on ignition*) são relativamente baixos, variando de 0,63 a 1,43%, demonstrando que provavelmente o teor de álcalis das rochas analisadas não sofreu grandes alterações devido ao intemperismo.

No diagrama TAS (COX *et al.*, 1979 modificado por WILSON, 1989) (Figura 23) os granitoides que compõe o GSF ocupam o campo da série sub-alcálica supersaturada em sílica, classificados quimicamente como granitos a granodioritos. O diagrama de De La Roche *et al.* (1980; Figura 24) traz a classificação química do GSF a partir do teor de diferentes elementos químico, onde as rochas em questão podem ser classificadas quimicamente como granitos a granodioritos e álcali-granitos.

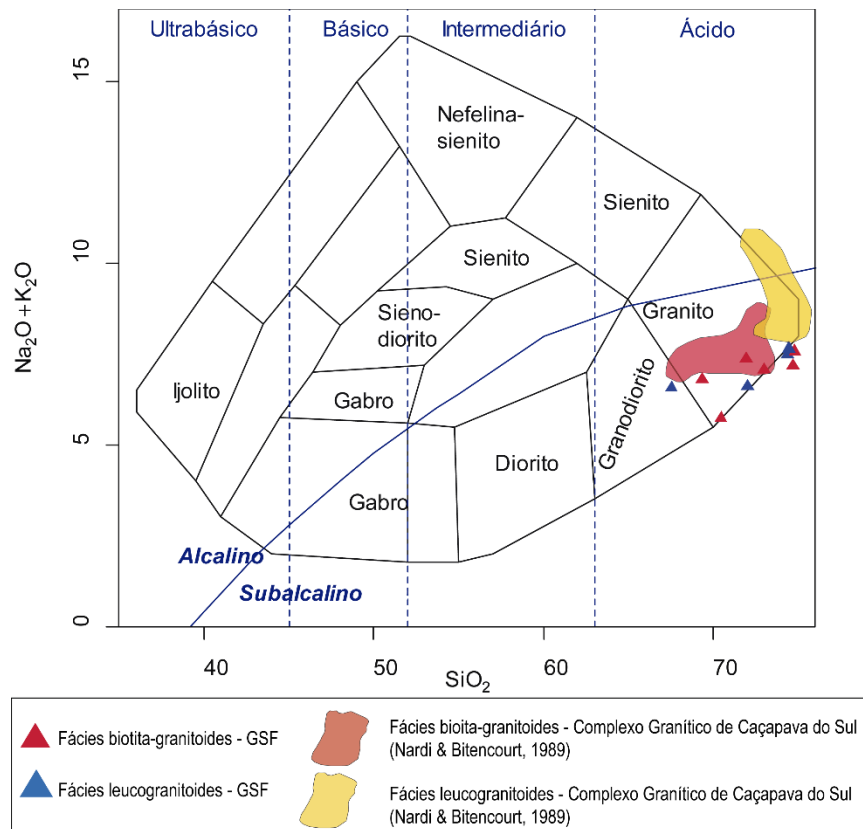
Os granitoides que compõe o GSF podem ser classificados como pertencentes à série cálcio-alcálica de alto-K, com variedades de médio e baixo-K, segundo o diagrama proposto por Peccerillo & Taylor (1976) (Figura 25).

Tabela 3: geoquímica de rocha total do Granito Santo Ferreira, individualizado em fácies. Óxidos encontram-se em % e elementos traço em ppm.

GRANITO SANTO FERREIRA											
Amostra	Biotita-granitoides							Leucogranitoides			
	PSF 16	PCP 1033	PSF 14	PSF 06	PSF 90	PCP 1117	PCP 1037	PCP 1026	PCP 1027	PCP 1060	PCP 1111
SiO ₂	69.33	70.44	71.91	73.00	74.71	74.80	77.51	67.52	72.02	74.39	74.42
TiO ₂	0.41	0.31	0.18	0.16	0.23	0.05	0.06	0.03	0.28	0.04	0.05
Al ₂ O ₃	13.77	13.15	13.10	12.03	12.99	13.13	13.05	12.32	13.79	14.47	12.57
Fe ₂ O ₃	3.55	2.61	1.93	1.81	2.56	0.49	0.64	0.49	2.54	0.61	1.48
MnO	0.04	0.03	0.04	0.02	0.02	-	-	-	0.04	-	-
MgO	0.88	1.07	0.34	0.23	0.50	0.12	0.05	0.06	0.70	0.06	0.07
CaO	2.10	1.97	1.08	0.88	1.55	0.61	0.22	0.37	1.82	0.36	0.85
Na ₂ O	3.52	4.63	3.31	2.53	3.28	2.38	4.43	6.28	4.35	3.78	3.46
K ₂ O	3.28	1.10	4.06	4.52	3.89	5.19	3.10	0.29	2.26	3.69	4.18
P ₂ O ₅	0.13	0.09	0.04	0.13	0.08	-	-	-	0.11	-	-
LOI	0.67	0.88	0.65	1.14	0.63	0.88	1.13	0.93	1.39	1.43	0.69
Total	97.01	95.40	95.99	95.31	99.81	96.77	99.06	87.36	97.91	97.40	97.08
Ba	2390.00	495.00	1540.00	1813.00	1877.00	441.00	871.00	37.00	499.00	1052.00	307.00
Rb	82.40	35.90	113.80	81.20	68.60	94.50	57.60	8.80	73.30	62.70	66.70
Sr	393.00	488.00	259.00	277.00	353.00	83.00	203.00	159.00	351.00	233.00	75.00
Y	18.21	7.23	21.65	10.79	15.37	23.19	7.35	4.33	8.31	7.07	14.91
Zr	294.00	153.00	149.00	183.00	172.00	16.00	36.00	37.00	117.00	85.00	75.00
Nb	16.68	10.49	26.05	7.33	13.30	26.11	11.21	18.61	9.59	5.11	18.74
Th	13.10	3.00	23.10	14.70	9.80	4.40	2.90	5.50	22.70	4.70	4.30
Ga	18.30	18.50	19.60	15.30	16.30	23.90	16.30	14.00	20.40	16.40	18.20
Zn	47.00	13.00	32.00	25.00	29.00	-	10.00	-	39.00	-	11.00
Cu	11.00	8.00	5.00	8.00	6.00	-	7.00	-	8.00	-	5.00
Ni	8.00	9.00	7.00	10.00	7.00	-	13.00	5.00	12.00	6.00	7.00
V	25.00	17.00	6.00	14.00	59.00	-	-	-	5.00	14.00	-
Hf	8.03	4.39	4.78	6.33	5.00	1.18	2.30	1.97	3.54	4.44	5.01
Cs	1.39	1.05	1.57	0.75	0.53	0.85	0.41	0.22	1.81	0.67	0.47
Ta	1.44	0.68	2.06	0.48	0.72	1.92	1.16	5.64	0.62	0.51	3.68
Co	5.40	4.60	3.00	2.10	2.80	<0,5	1.50	6.50	4.90	1.00	0.80
U	3.08	0.99	6.86	2.46	1.85	1.64	1.31	3.04	3.47	1.24	7.15
W	1.30	2.30	-	-	1.10	0.60	0.70	1.30	-	-	0.10
Sn	1.60	1.30	2.40	2.50	5.80	3.70	1.00	1.60	1.50	-	1.50
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tl	-	-	-	-	-	-	0.50	5.70	-	-	-
La	110.30	38.30	86.80	48.10	78.90	5.60	9.70	4.30	36.10	8.20	5.30
Ce	180.60	54.00	142.70	74.00	117.00	5.60	6.60	7.60	61.20	10.50	4.20
Pr	17.34	5.30	14.74	7.89	11.77	0.54	0.64	0.79	6.55	1.09	0.47
Nd	54.30	17.40	45.90	26.60	37.10	1.70	2.10	3.10	21.60	3.50	1.60
Sm	7.20	2.30	6.90	4.70	5.20	0.80	0.30	0.60	3.40	0.80	0.70
Eu	1.59	1.06	1.13	0.94	1.24	0.29	0.24	0.17	0.76	0.38	0.33
Gd	5.09	2.06	5.30	3.57	4.13	1.42	0.59	0.65	2.70	0.75	1.15
Tb	0.63	0.25	0.69	0.42	0.51	0.39	0.13	0.12	0.30	0.15	0.23
Dy	3.12	1.31	3.60	2.15	2.64	3.13	0.93	0.63	1.52	1.08	1.92
Ho	0.58	0.24	0.68	0.36	0.47	0.72	0.21	0.15	0.26	0.22	0.48
Er	1.89	0.68	2.17	1.13	1.48	2.33	0.83	0.45	0.79	0.88	1.61
Tm	0.28	0.09	0.31	0.14	0.19	0.34	0.13	0.09	0.10	0.12	0.24
Yb	2.00	0.60	2.50	1.20	1.30	2.60	1.00	0.50	0.80	0.90	1.90
Lu	0.31	0.09	0.38	0.20	0.19	0.33	0.15	0.10	0.11	0.14	0.25

Fonte: autor.

Figura 23: diagrama TAS para rochas plutônicas. A linha de coloração azul separa as séries alcalina e subalcalina/toleítica.

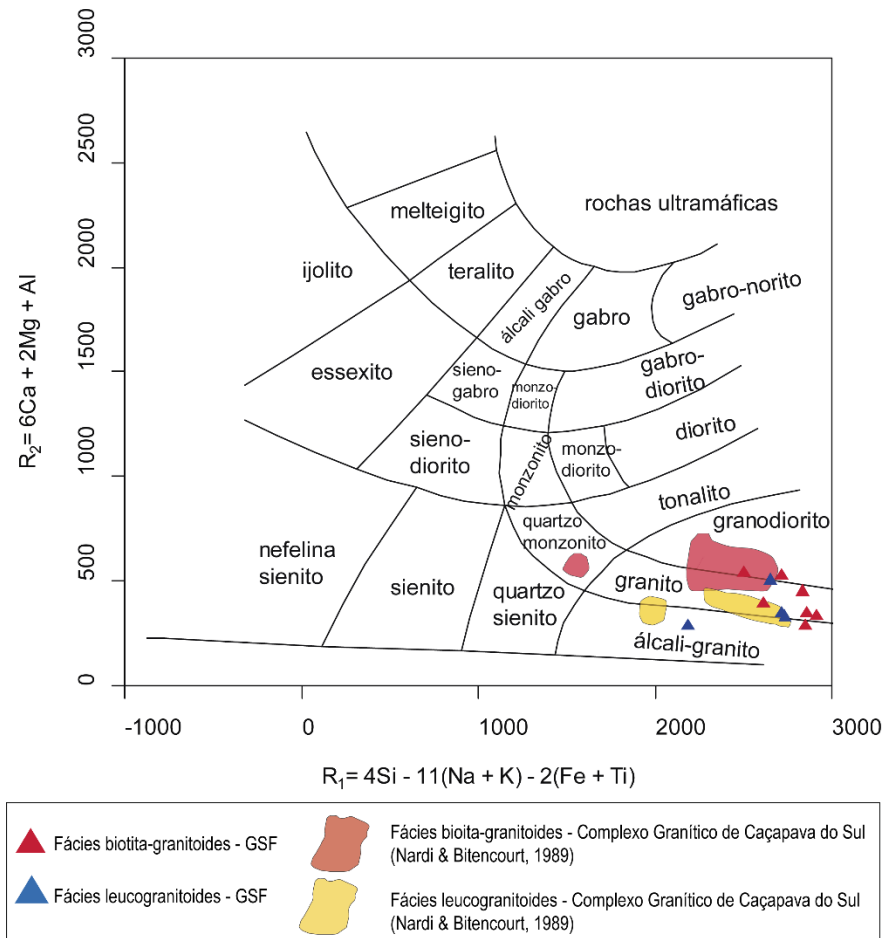


Fonte: modificado de COX, BELL & PANKHURST (1979), modificado por WILSON (1989).

O diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ x SiO_2 proposto por FROST *et al.* (2001; Figura 26A) classifica as rochas do GSF como pertencentes a série cálcio-alcalina a alcalino-cálcica, onde nota-se uma tendência positiva entre o teor de sílica (SiO_2) e o parâmetro $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$. O diagrama $A/(N+K)$ por $A/(N+K+C)$ proposto por MANIAR & PICCOLI (1989) (Figura 26B) caracteriza as rochas estudadas como sendo de caráter peraluminoso. As rochas pertencentes à fácies biotita-granitoides apresentam um caráter levemente mais peraluminoso do que as demais fácies estudadas.

A Figura 26C traz o diagrama $\text{FeO}^T/(\text{FeO}^T+\text{MgO})$ x SiO_2 proposto por FROST *et al.* (2001). Segundo este, a fácies leucogranítica do GSF apresenta caráter majoritariamente rico em ferro, enquanto que a fácies biotita-granitoides possui caráter intermediário a rochas magnesianas e rochas ricas em ferro.

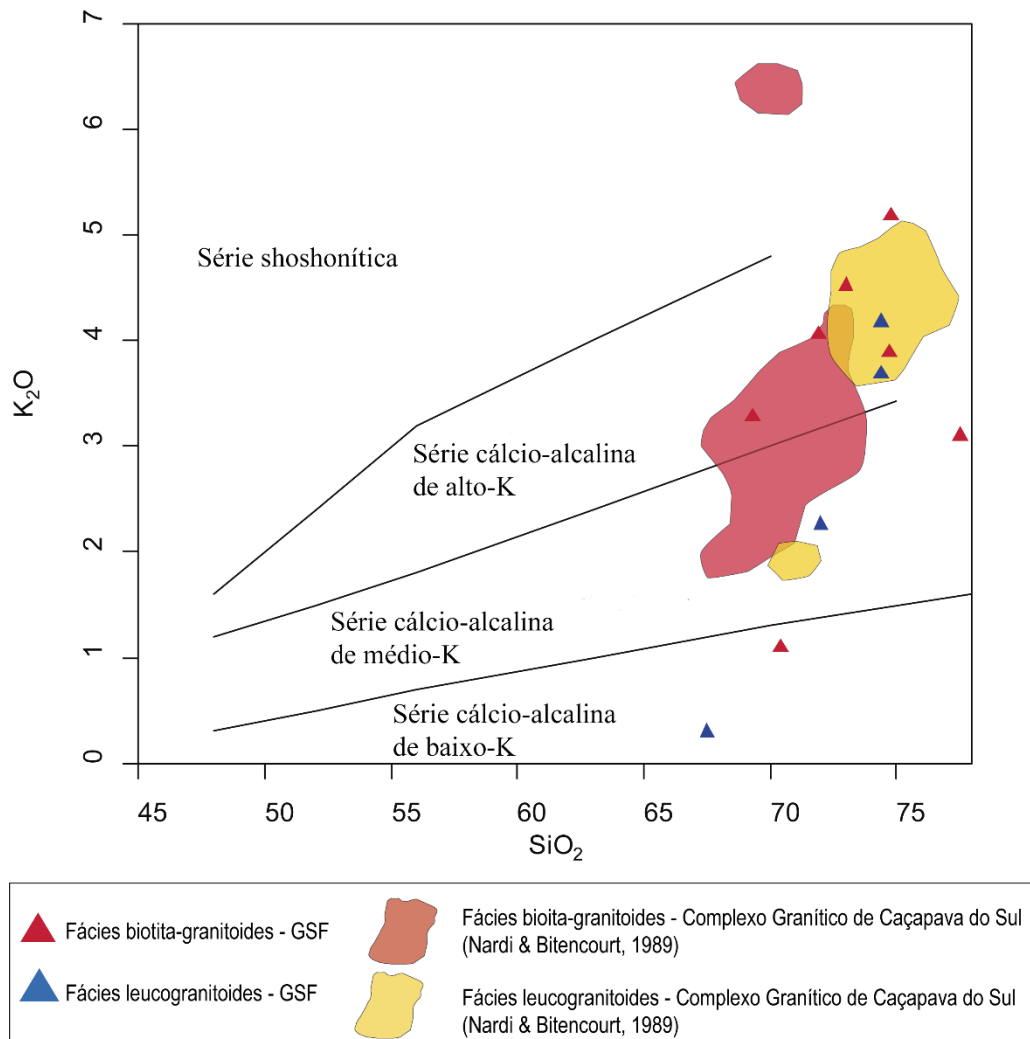
Figura 24: diagrama de classificação química das rochas do GSF, levando em consideração teores de Si, Na, K, Fe, Ti, Ca, Mg e Al.



Fonte: modificado de DE LA ROCHE *et al.* (1980).

Os diagramas de Harker (Figura 27) possuem a sílica (SiO_2) como índice de diferenciação para elementos maiores. Observa-se que o Al_2O_3 e o K_2O apresentam uma correlação levemente positiva com o SiO_2 , onde os leucogranitoides majoritariamente se encontram concentrados em Al_2O_3 e os biotita-granitoides em K_2O . Já o MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 , FeO_T e MnO apresentam uma correlação fortemente negativa com o SiO_2 . De forma geral, a fácies biotita-granitoides apresentam teores mais elevados de MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 e FeO_T em relação a outra fácies, provavelmente em função da presença de minerais essenciais como a biotita, e minerais acessórios como o zircão e apatita. Já a fácies leucogranítica constitui-se de teores mais elevados de Na_2O e Al_2O_3 em relação aos biotita-granitoides. Ambas as fácies contêm concentrações similares de MnO .

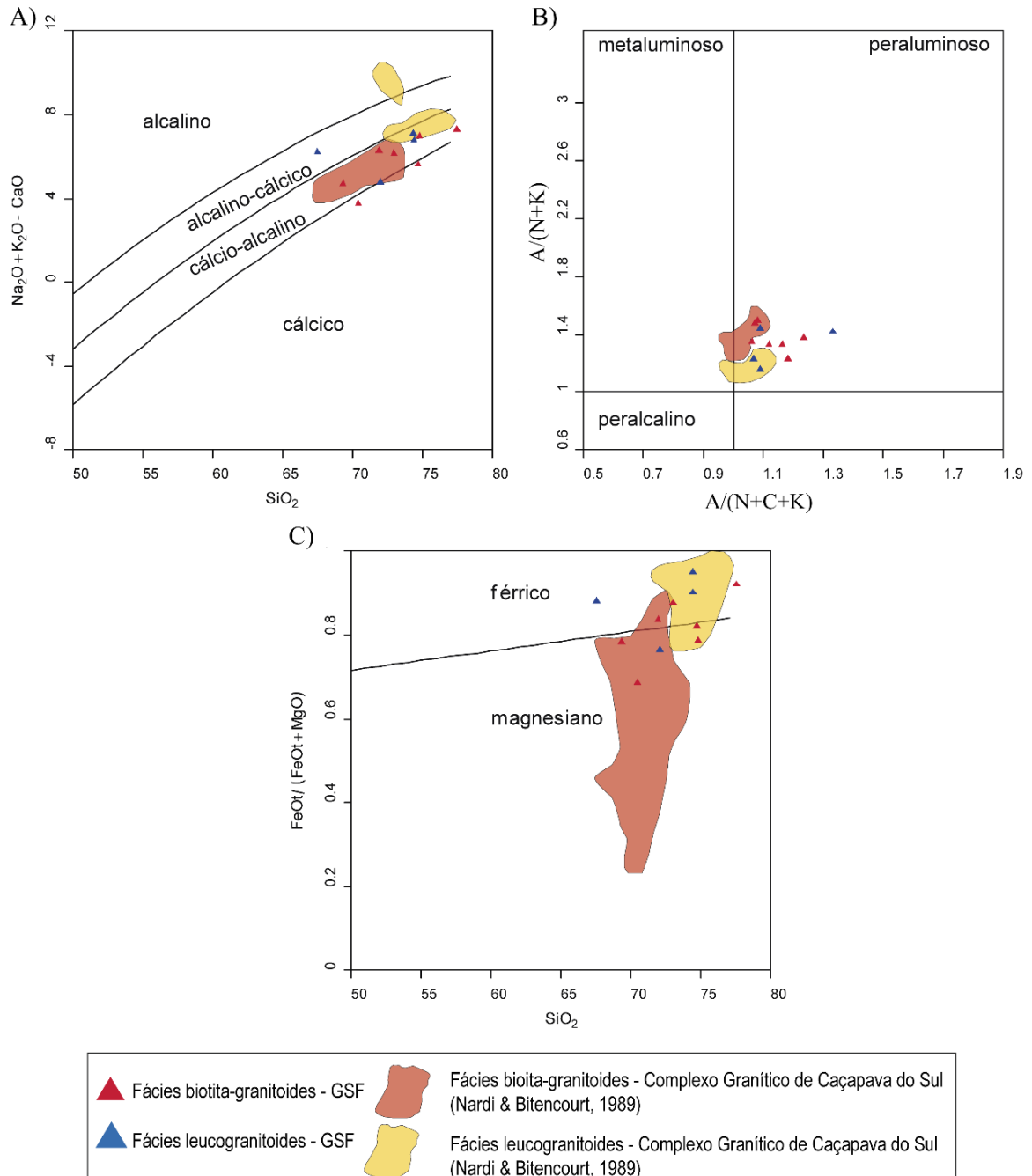
Figura 25: diagrama K₂O x SiO₂ classificando os granitoides em séries geoquímicas.



Fonte: modificado de PECCERILLO & TAYLOR (1976).

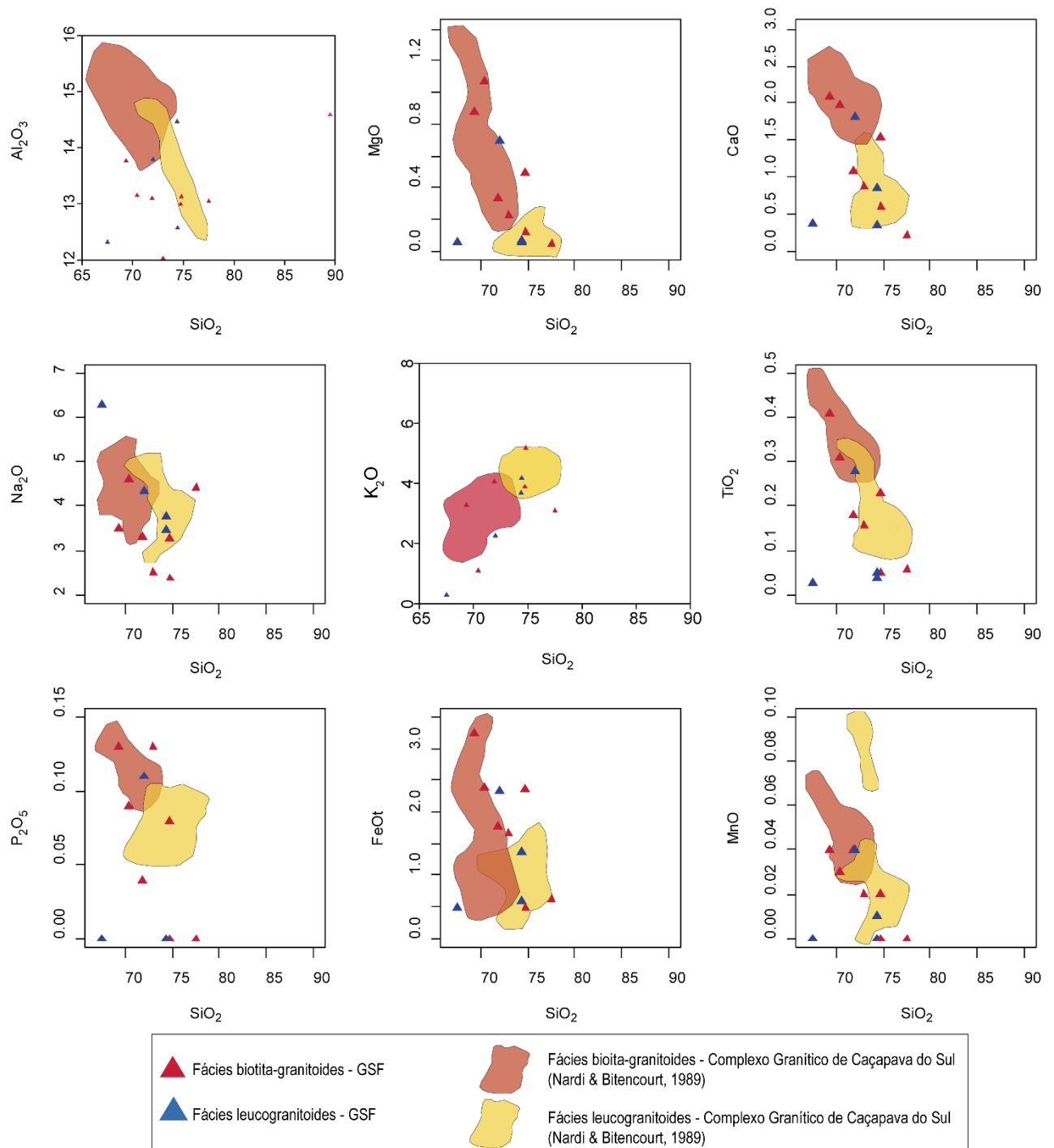
Os diagramas de Harker para elementos traço utilizam o SiO₂ como índice de diferenciação (Figura 28). Todos os elementos traços ali expressos apresentam uma correlação fortemente negativa com o SiO₂. Nota-se que a fácies biotita granitoides apresenta, de forma geral, concentrações mais elevadas nos elementos traços tratados em relação aos leucogranitoides, razão pela qual provavelmente é dada em função de sua mineralogia essencial e acessória. Alguns minerais são capazes de reter em sua estrutura cristalina elementos como Ba, Zr, Y, Ce e La. Elementos como Ba e Sr, por exemplo, estão mais concentrados nesta fácies provavelmente em função do maior conteúdo de plagioclásio, ocorrendo como substituições ao Ca na estrutura deste mineral.

Figura 26: diagramas de classificação química das rochas do GSF. **A)** Diagrama de classificação em séries geoquímicas segundo Frost et al. (2001). **B)** Diagrama de classificação do caráter aluminoso das rochas segundo Maniar & Piccoli (1989). $A=(Al_2O_3/101,96)$; $N=(Na_2O/61,98)$; $K=(K_2O/94,20)$; $C=(CaO/56,08)$. **C)** Diagrama de classificação de rochas graníticas segundo o conteúdo de ferro e magnésio, proposto por Frost et al. (2001).



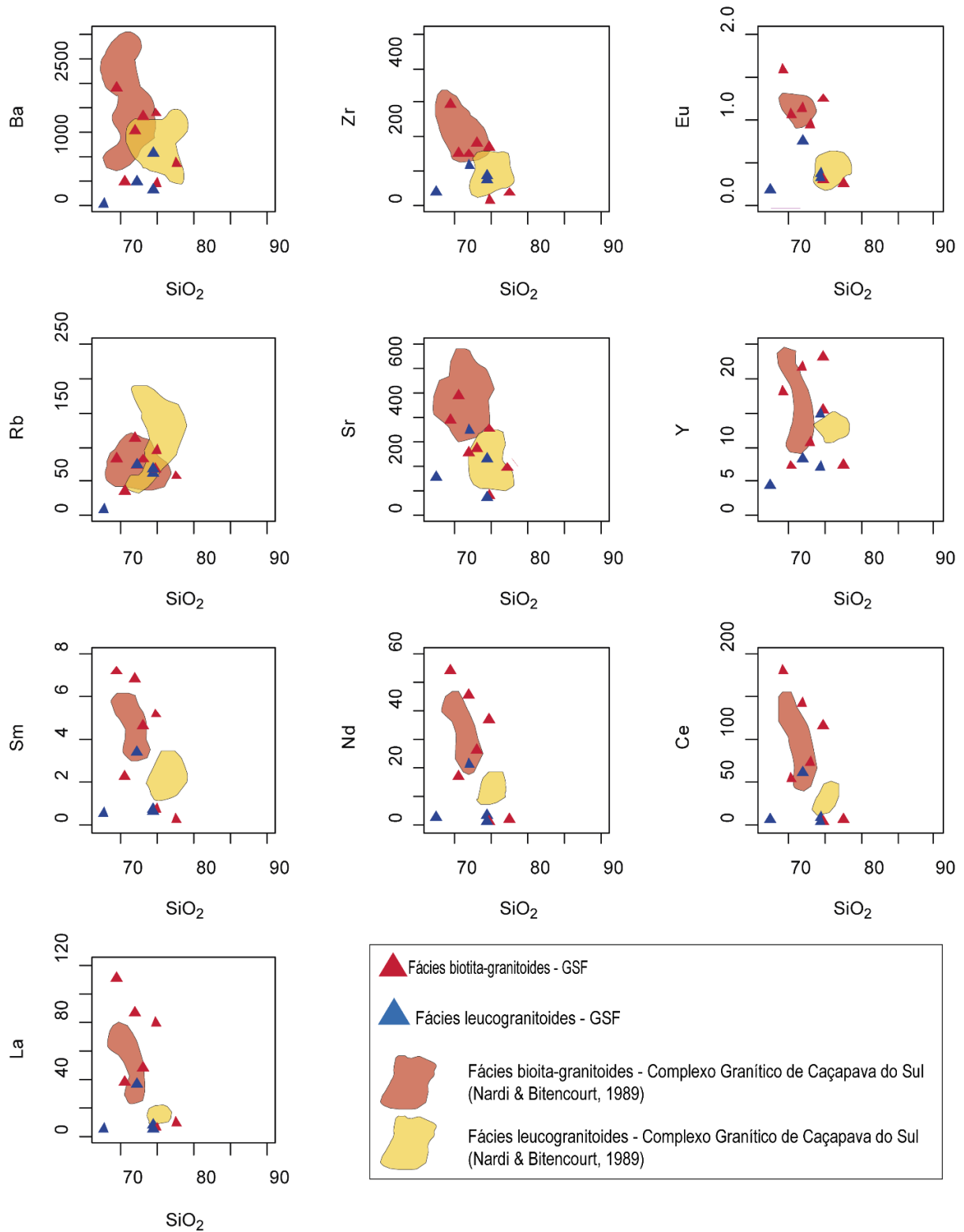
Fonte: modificado de **A)** FROST *et al.* (2001); **B)** MANIAR & PICCOLI (1989); **C)** FROST *et al.* (2001).

Figura 27: diagramas Harker com SiO₂ como índice de diferenciação para elementos maiores, mostrando o comportamento destes durante a evolução magmática. Elementos maiores em peso percentual (%peso).



Fonte: autor.

Figura 28: diagramas de Harker com SiO₂ como índice de diferenciação para elementos traços, mostrando o comportamento destes durante a evolução magmática. SiO₂ em peso percentual (%peso) e elementos traço em partes por milhão (ppm).



Fonte: autor.

As rochas plutônicas ácidas em estudo, quando normalizadas para valores de *Upper Continental Crust* (TAYLOR & MCLENNAN, 1981; Figura 29A), apresentam concentrações em elementos litófilos de íons grandes (*large-ion lithophile elements – LILEs*: K, Rb, Sr, Ba) entre 0,5 e 2, tendendo a valores próximos a 1 de K. Contudo, tais rochas encontram-se empobrecidas em Sr. Nota-se que estas rochas encontram-se empobrecidas em ETR de forma geral, apresentando uma forte anomalia negativa de La e Hf, e uma forte anomalia positiva de Tm, que coincide com o comportamento do Complexo Granítico Caçapava do Sul (NARDI & BITENCOURT, 1989). Os leucogranitos comumente apresentam-se empobrecidos em ETR quando comparado com a outra fácies.

Quando normalizadas para valores de *Lower Continental Crust* (WEAVER & TARNEY, 1984) (Figura 29B), apresentam uma forte anomalia positiva em U, empobrecimento em Sr e concentrações próximas a 1 de K assim como anomalias positivas de Nb, Tb e Tm, e novamente uma forte anomalia negativa em La e Hf. De forma geral, os leucogranitoides se encontram empobrecidos em ETR enquanto que os biotita-granitoides apresentam concentrações em ETR que por vez tendem a horizontais (próximos a 1), assim como uma anomalias positiva de Sm.

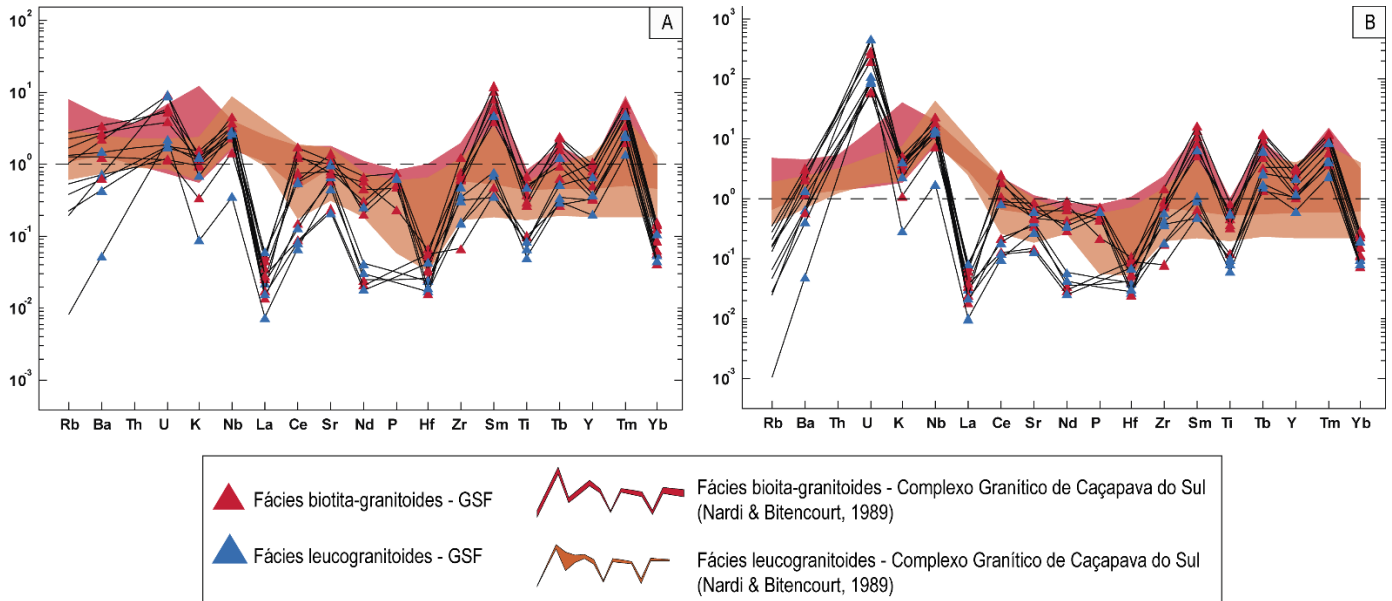
A Figura 30A traz a distribuição multielementar do GSF normalizada para valores de *Average Continental Crust* proposto de Weaver & Tarney (1984). Nota-se uma leve tendência positiva nos teores de normalizados de U, Nb, Sr e Sm em relação a distribuição de elementos da Figura 29B. Contudo, tem-se a ocorrência de uma forte anomalia positiva de Tb.

Em relação ao condrito proposto por Wood *et al.* (1979) (Figura 30B), os granitoides pesquisados possuem um forte enriquecimento em *LILEs* (Rb, K, Ba e Sr) da ordem de 2 a 800x (p. ex. Ba). Observa-se também fortes anomalias positivas de Ta, Ce, Zr, Sm e Lu. No caso do Ce, os biotita-granitoides tem concentrações da ordem de 100x à normalização, enquanto que os leucogranitoides apresentam valores da ordem de 10x. Contudo, os leucogranitos apresentam-se empobrecidos em Ti (0,1 a 0,2x), enquanto que a outra fácies apresenta valores deste mesmo elemento enriquecidos na ordem de 2 a 4x. Por outro lado, os granitoides do GSF apresentam uma forte anomalia negativa em V, Mn, Fe, Co e Ni, comportamento compatível com as rochas do Complexo Granítico Caçapava do Sul (NARDI & BITENCOURT, 1989) e previsível em rochas mais diferenciadas.

As rochas que compõe o GSF apresentam teores de ETR extremamente variáveis, variando de $\sum\text{ETR} = 23,92$ ppm a $\sum\text{ETR} = 406,62$ ppm. Na fácies biotita-granitoides, os teores de ETR é superior, da ordem de $\sum\text{ETR} = 31,38$ até 406,62 ppm, enquanto que na outra fácies tal valor varia entre 23,92 ppm a 146,06 ppm. A Figura 31A traz a distribuição destes elementos normalizados segundo Haskin *et al.* (1968), onde é possível observar um forte enriquecimento das rochas estudadas em ETR leves, dados as fortes anomalias positivas de Ce, Pr e Sm, e anomalias positivas de La, Nd e Eu. Todavia nota-se que novamente os biotita-granitoides são mais enriquecimentos nestes elementos. Já os ETR pesados apresentam um enriquecimento inferior aos ETR leves, verificando-se a presença de fortes anomalias negativas de Gd, Er e Yb, e anomalias positivas de Tb, Ho, Tm e Lu. Por vezes, os leucogranitoides contém teores de ETR pesados muito semelhantes aos da outra fácies.

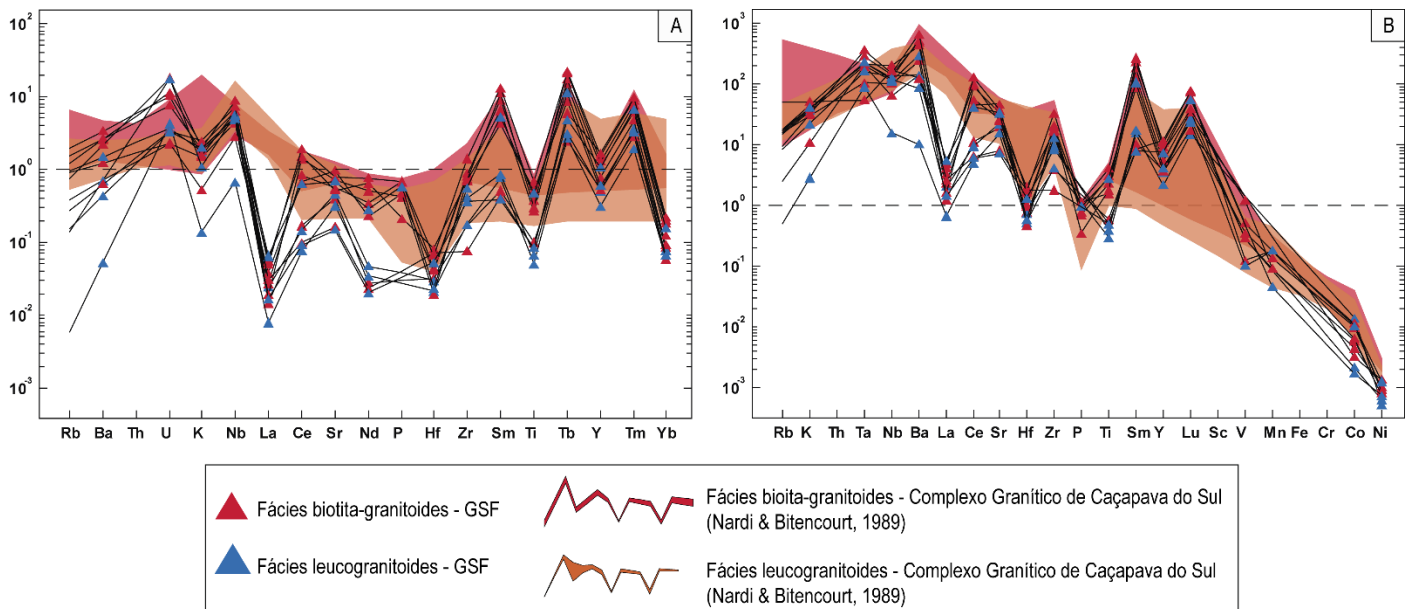
A normalização dos ETR baseada nos critérios de Sun & McDonough (1989) pode ser visualizada na Figura 31B, trazendo resultados muito semelhantes ao observado na Figura 31A, porém incluindo a anomalia negativa de Dy. Os valores normalizados deste elemento nos leucogranitos variam entre 0,7x e 1,05x em relação ao condrito, enquanto que os valores da outra fácies variam entre 1 e 3x.

Figura 29: diagrama de distribuição multielementar do GSF normalizados para: **A)** *Upper Continental Crust* (TAYLOR & MCLENNAN, 1981). **B)** *Lower Continental Crust* (WEAVER & TARNEY, 1984).



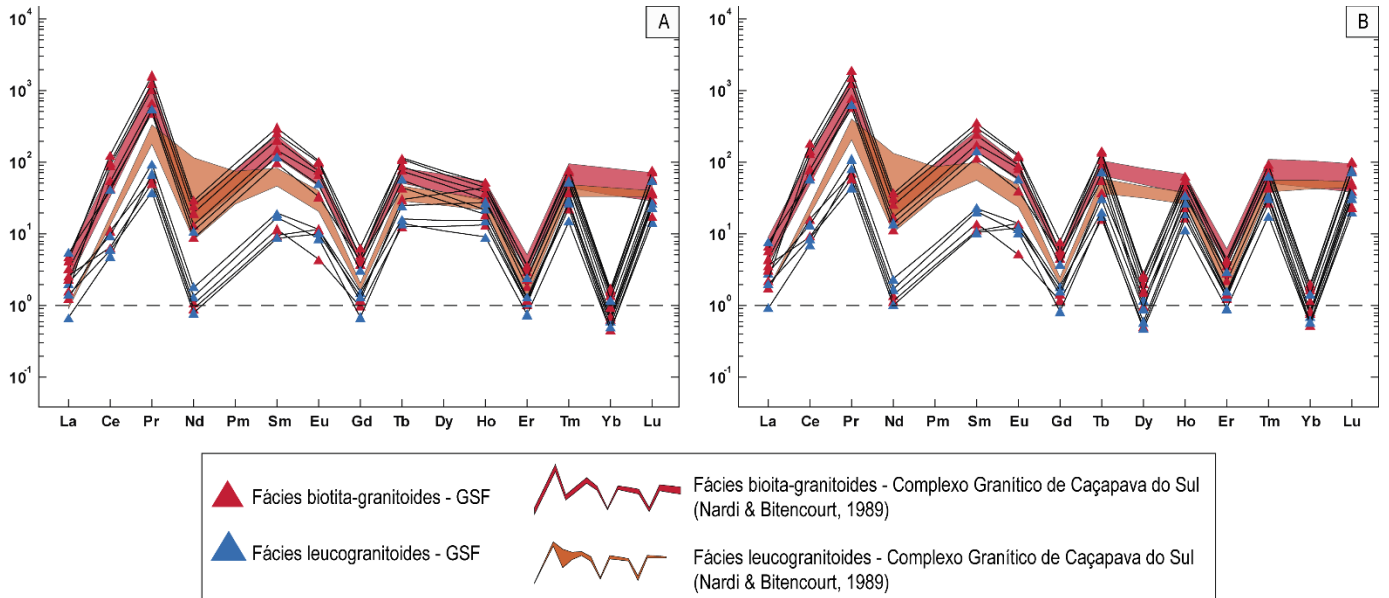
Fonte: **A)** TAYLOR & MCLENNAN (1981); **B)** WEAVER & TARNEY (1984).

Figura 30: diagramas de distribuição multielementar do GSF normalizados para A) *Average Continental Crust* (WEAVER & TARNEY, 1984); B) Condrito de WOOD *et al.* (1979).



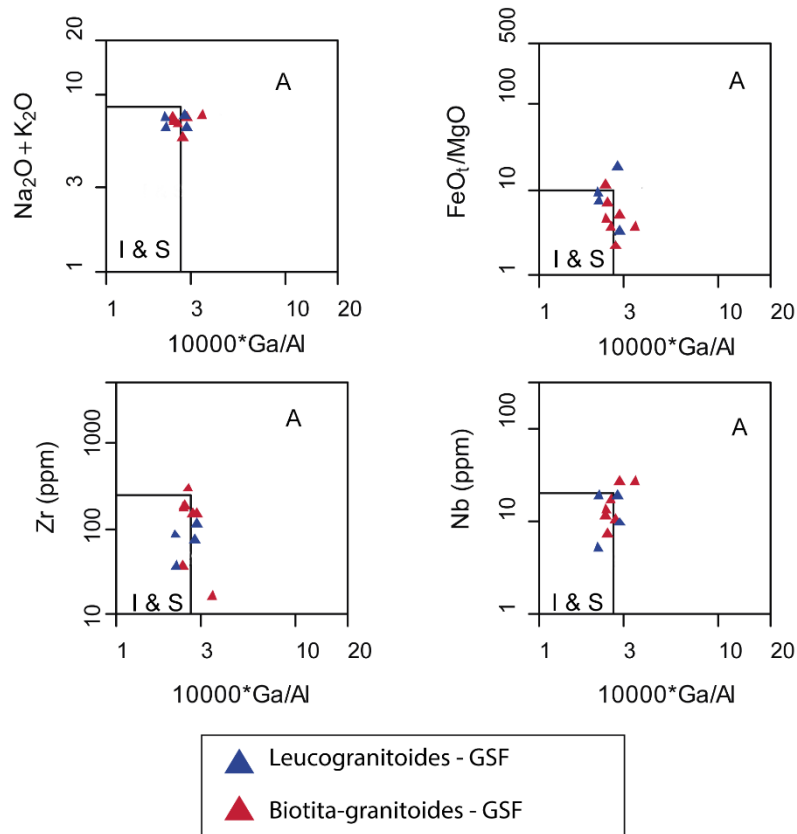
Fonte: **A)** WEAVER & TARNEY (1984); **B)** WOOD *et al.* (1979).

Figura 31: diagramas de distribuição de elementos terras-raras (ETR) nas rochas do GSF normalizados para: **A)** Condrito de HASKIN *et al.* (1968); **B)** Condrito de SUN & MCDONOUGH (1989).



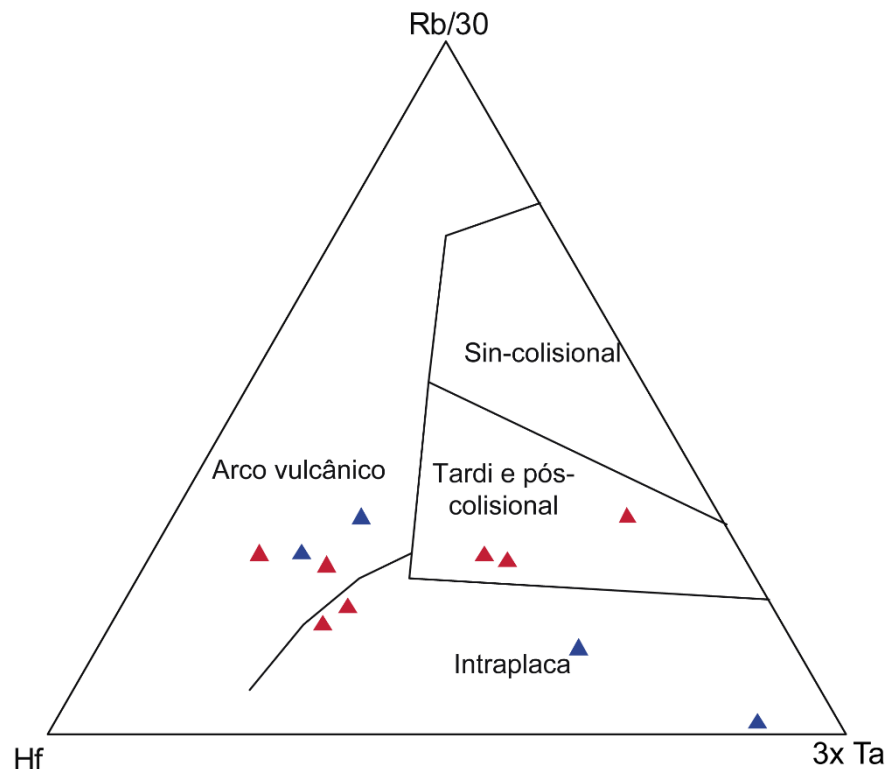
Fonte: **A)** HASKIN *et al.* (1968); **B)** SUN & MCDONOUGH (1989).

Figura 32: classificação discriminatório dos tipos de granitos, segundo Whalen, Currie & Chappell (1987)



Fonte: WHALEN, CURRIE & CHAPPEL (1987).

Figura 33: diagrama discriminatório de ambiente geotectônico proposto por Harris, Pearce & Tindle (1986).



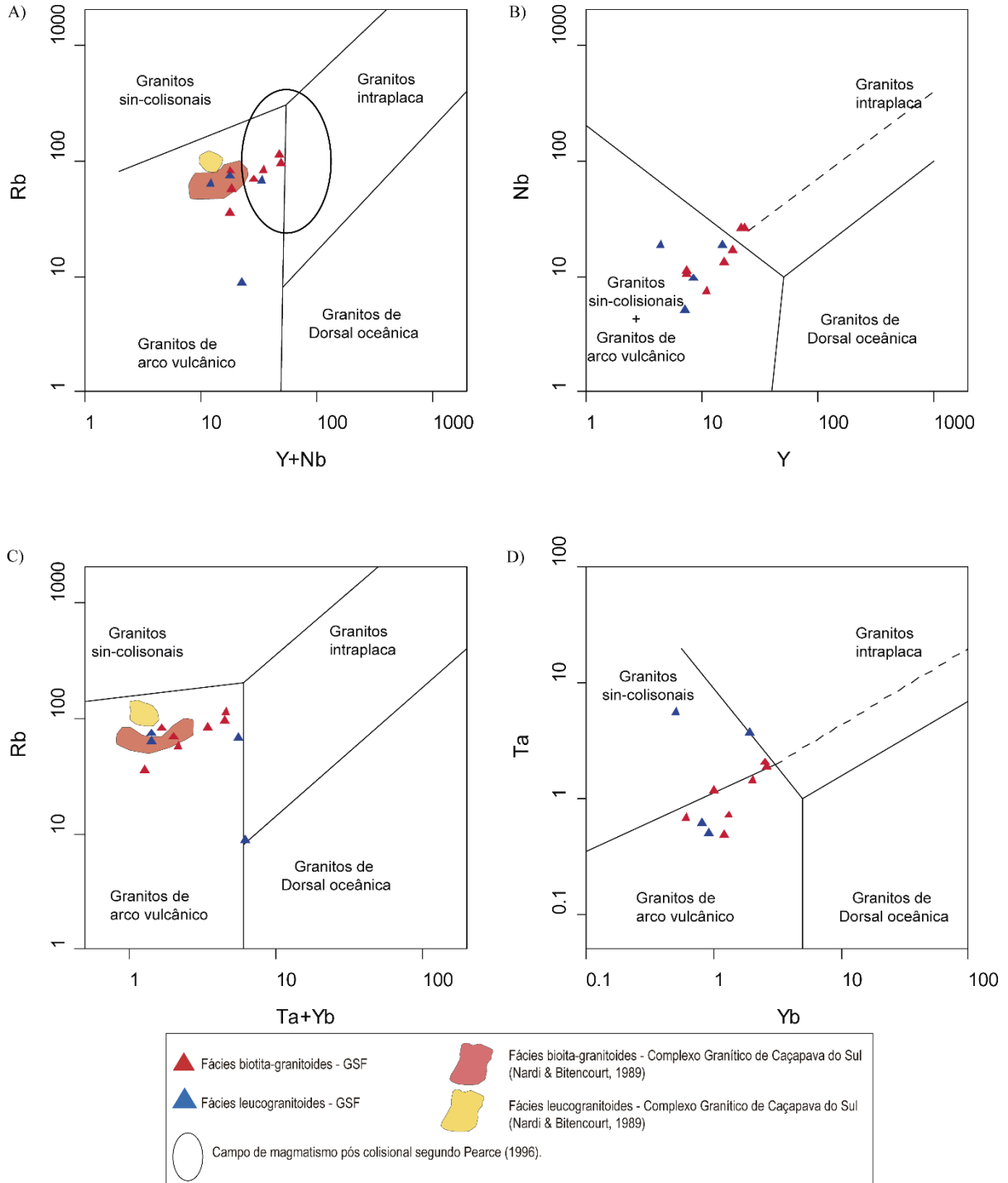
Fonte: HARRIS, PEARCE & TINDLE (1986).

A classificação proposta por Whalen, Currie e Chappel (1987; Figura 32) para discriminação dos tipos de granitos possibilita classificar o GSF como um granito do tipo A, com caráter intermediário e tendendo ao tipo I. As rochas graníticas descritas por Nardi & Bitencourt (1989) apresentam a mesma classificação, sendo pertencentes ao tipo A.

O diagrama ternário de Harris, Pearce e Tindle (1986) (Figura 33), traz a classificação das rochas graníticas do GSF a partir dos elementos traços Hf, Rb e Ta. Segundo esta classificação, as rochas do GSF foram originadas em ambientes de arco vulcânico e intraplaca, tendendo a ambientes tardi- e pós-colisionais.

Os diagramas propostos por Pearce, Harris e Tindle (1984) (Figura 33), por sua vez, classificam as rochas em estudo como formadas em ambiente de arco vulcânico tendendo a pós-colisional. A Figura 34A traz uma elipse que representa o campo do magmatismo pós-colisional, proposta por Pearce (1996). Todavia, nota-se que as algumas amostras do GSF se situam dentro deste campo, enquanto que outras mostram uma tendência ao mesmo.

Figura 34: diagramas discriminatórios de ambiente geotectônico segundo Pearce, Harris & Tindle (1984).



Fonte: modificado de PEARCE, HARRIS & TINDLE (1984) e PEARCE (1996).

8 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O Granito Santo Ferreira (GSF) é caracterizado por granitoides holocristalinos de textura fanerítica média a grossa, contendo porções pegmatíticas e miloníticas. A mineralogia destas rochas é variável, onde tal variação no conteúdo de minerais máficos possibilita a subdivisão do GSF em três fácies, sendo elas: biotita-granitoides, leucogranitoides e granitoides transicionais.

Os biotita-granitoides compreendem monzogranitos a quartzo-monzonitos (Figura 20), de textura fanerítica média, por vezes milonítica e raramente pegmatítica. A mineralogia desta fácies é definida por conteúdos variáveis de feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, biotita, allanita, apatita, zircão, hornblenda e opacos. Tais minerais comumente ocorrem subédricos a anédricos, com exceção da biotita, allanita, apatita e zircão, que são euédricos a subédricos.

Plagioclásios são comumente mais cálcicos do que nas outras fácies, apresentando teores de An_{13-27} . As biotitas, minerais caracterizadores desta fácies, apresentam transformações mineralógicas e/ou alterações para muscovita na forma de lamelas de muscovita internas às biotitas. As allanitas apresentam-se macladas e zonadas, com raras metamictizações e substituições para pistacita. A apatita e o zircão ocorrem na forma de minerais de pequena magnitude inclusos em ortoclásios e biotita, formando halos pleocróicos quando há decaimento radioativo. Hornblendas, de ocorrência restrita, mostram-se na forma de minerais anédricos ricos em inclusões.

Desta forma, as observações petrográficas sugerem a seguinte ordem de cristalização para os biotita-granitoides: zircão + apatita + allanita + opacos → hornblenda → biotita → plagioclásio → feldspato alcalino + quartzo. Tendo em vista as reações e transformações mineralógicas, se propõem as seguintes equações:

Quartzo → recristalização dinâmica, formação de subgrãos

Feldspato alcalino → albita, sericita e formação de subgrãos

Plagioclásio → sericita e calcita

Biotita → muscovita, clorita, hematita e limonita

Allanita → pistacita

Hornblendas → biotita + opacos (?)

Parte das biotitas e minerais opacos provavelmente são oriundos da transformação mineralógica da hornblenda, tendo em vista a similaridade química destes minerais. Tal processo teria ocorrido de forma efetiva, explicando a pontualidade de ocorrência das hornblendas, estando de acordo com o proposto por Brimhall, Agee & Stoffregen (1985).

Os leucogranitoides, por sua vez, compreendem sienogranitos a monzogranitos (Figura 21) holocristalinos de textura fanerítica média a grossa, comumente pegmatítica e milonítica. A mineralogia da fácies é definida por proporções variáveis de feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, muscovita, granada e opacos. Estes minerais ocorrem comumente subédricos a anédricos, com exceção da muscovita e granada, que ocorrem euédricas a subédricas.

Nesta fácies, os plagioclásios são comumente mais sódicos, apresentando teores de An₁₀₋₁₈. As muscovitas comumente apresentam-se deformadas, exibindo estruturas do tipo *mica-fish*, e por vezes alterações para sericita. A ocorrência de microfraturas preenchidas com hematita e limonita próximas a este mineral fortalece a ideia de que o mesmo seja oriundo de reações mineralógicas da biotita. As granadas, de ocorrência restrita a esta fácies, ocorrem na forma de minerais euédricos a subédricos, normalmente fraturados e estáveis com a rocha.

Desta forma, estabelece-se a seguinte ordem de cristalização para os leucogranitoides: granada → plagioclásio → muscovita → feldspato alcalino + quartzo. Tendo em vista as reações e transformações mineralógicas propõem-se as seguintes equações:

Quartzo → recristalização dinâmica, formação de subgrãos

Feldspato alcalino → sericita e formação de subgrãos

Muscovita → sericita

Por fim, a fácies transicional apresenta características intermediárias às outras fácies, ocorrendo na forma de biotita-granitoides a muscovita-granitoides contendo por vezes allanita, similar a fácies transicional do Complexo Granítico Caçapava do Sul (NARDI & BITENCOURT, 1989).

O contato entre as fácies biotítica e leucogranítica ocorre de forma gradacional e contínua, marcada pela diminuição dos teores de biotita e plagioclásio seguidos pelo aumento do conteúdo de feldspatos e da granulação das rochas. Tais dados remetem a ideia de que a formação da fácies leucogranítica iniciou-se pouco tempo após o início da cristalização da fácies biotítica, onde as mesmas, em condições de temperatura elevada e pressão, passaram por um processo inconcluso de mistura. A variedade leucocrática teria cristalizado-se de forma mais lenta, dando origem às variedades texturais pegmatíticas. A partir dos dados petrográficos, geoquímicos e de campo é possível sugerir uma co-geneticidade devido ao padrão e comportamento de elementos maiores e traços, sugerindo a origem destas a partir de um mesmo magma parental.

A foliação e deformação do GSF é evidente em diferentes escalas de observação. Em escala de afloramento estes processos ficam demarcados nas rochas pelo alinhamento de minerais micáceos e prismáticos, pela formação de bandas de recristalização milimétricas a centimétricas de minerais félsicos, assim como pela presença de porfiroclastos rotacionados (*augens*) de feldspato alcalino (verificados apenas nos leucogranitos). Em escala microscópica, tal deformação é caracterizada pela presença de estruturas *mica-fish*, fitas de quartzo recristalizado, formação de subgrãos de quartzo e feldspato alcalino e *augens* de feldspato alcalino. Segundo a classificação proposta por Sibson (1977), o GSF é composto de protomilonitos a milonitos, e ultramilonitos nas porções leucocráticas mais deformadas. Tal foliação apresenta direções, em azimute, entre 020° e 034° mergulhando 45° a 55° para SE.

Dados da bibliografia indicam temperaturas da ordem de 400 a 500° C para os processos de recristalização e formação de subgrãos do quartzo, e para a formação de extinção ondulante e afinamento de maclas nos feldspatos (PASSCHIER & TROUW, 2005; STIPP *et al.*, 2002). Passchier & Trouw (2005) definem o intervalo de 450 a 600° C para os processos de recristalização e formação de novos grãos de feldspato alcalino. A partir destes dados, pode-se sugerir um intervalo mínimo de temperatura para a deformação que atuou nas rochas do GSF, da ordem de 400° a 450°C.

Com base na Tabela 3 e nos gráficos geoquímicos apresentados na seção “Resultados” (Figuras 23 a 33), percebe-se que a amostra “PCP-1026”, pertencente à fácies leucogranítica, apresenta valores e comportamento anômalos às demais

amostras. O somatório dos elementos maiores da amostra corresponde a 87,36%, onde o comportamento dos elementos maiores e traços difere significativamente das demais. Por este motivo, visando a não interpretação equivocada dos resultados obtidos, tal amostra não foi considerada como oriunda de nenhuma das fácies estudadas. Provavelmente, esta amostra corresponda a um veio granítico tardio (aplito), amostrado erroneamente em campo.

O GSF é composto por granitos, granodioritos e álcali-granitos supersaturados em sílica e pertencentes a série subalcalina (Figura 23 e 24). Apresentam assinatura geoquímica cálcio-alcalina de alto-K, com variedades cálcicas e alcalino-cálcicas. As variedades leucocráticas são ricas em ferro, enquanto que as variedades biotíticas apresentam comportamento intermediário a rochas ricas em ferro e magnesianas (Figuras 25, 26A e 26C). O caráter aluminoso das rochas estudadas enquadra-se no campo de rochas peraluminosas, conforme a Figura 26B.

Os diagramas Harker para elementos maiores e traços (Figura 27 e 28) sugerem que as litologias que compõe o GSF apresentam uma evolução comum, dado os padrões de distribuição quase lineares e com baixo espalhamento do Al_2O_3 , MgO e K_2O .

Os valores comumente superiores de FeO_T , MgO, Na_2O e CaO da fácies biotita-granitoides sugere a atuação de processos de segregação de minerais precoces, como hornblenda \pm biotita \pm magnetita, onde o conteúdo destes minerais ferro-magnesianos hidratados remetem a um ambiente oxidante, com intensa atividade de fluídos (GREGORY, BITENCOURT & NARDI, 2011). A segregação precoce de fases acessórias como zircão e apatita nos biotita-granitoides também é evidenciada, visto os valores mais elevados com tendência negativa de P_2O_5 e Zr respectivamente.

Os valores de K_2O e Al_2O_3 , em ambas as fácies, mostram-se lineares e contínuos, com um baixo espalhamento, sugerindo que provavelmente não houve segregação precoce de feldspatos alcalinos (INGER & HARRIS, 1993). Observa-se que os leucogranitos apresentam teores de Al_2O_3 levemente superiores, possibilitando a formação de granadas e maiores conteúdos de feldspato alcalino.

A segregação precoce de allanita nos biotita-granitoides é evidenciada pelos altos valores de Y, Ce, La, Ba e Sr nesta fácies, e baixos valores destes elementos na

fácies leucogranítica, além da proporcionalidade inversa destes elementos durante a evolução. Segundo Nickel & Nichols (2002) e Dollase (1971), a estrutura cristalina da allanita é capaz de acomodar cátions de grande raio atômico, como Ca^{2+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} , Hf^{4+} e outros ETR leves e pesados. Deer & Zussman (1986) e Dana (1978) definem três tipos de allanita, classificadas segundo a abundância de ETR presente na estrutura do mineral, sendo elas: allanita-(La), allanita-(Ce) e allanita-(Y). Visto a alta abundância de Ce na fácies, acredita-se que a variedade rica neste elemento se sobreponha as variedades que contêm outros ETR. Todavia, os teores superiores de La no Complexo Granítico Caçapava do Sul, por sua vez, sugerem que a allanita-(La) seja a variedade mais abundante.

Os valores elevados e superiores de Ba e Sr na variedade biotita-granitoides podem ser justificados pela substituição do Ca em plagioclásios e K em biotitas, visto a compatibilidade geoquímica que estes elementos possuem (DRAKE & WEILL, 1975; EL BOUSEILY & EL SOKKARY, 1975).

Observa-se que o GSF apresenta um comportamento de ETR muito semelhante ao do Complexo Granítico Caçapava do Sul descrito por Nardi & Bitencourt (1989), com exceção dos elementos Dy e Yb, que apresentam-se com concentrações inferiores no granitoide estudado. Acredita-se que esta diferença de comportamento esteja associada à segregação de fases acessórias durante ou anteriormente a cristalização do GSF, como por exemplo xenotima, monazita e/ou outros fosfatos, que podem portar ETR pesados (HUMINICKI & HAWTHORNE, 2002).

A anomalia positiva de Eu, juntamente com os elevados teores de Ba e Sr, é explicada por Nardi & Bitencourt (1989) pela ausência de quantidades significativas de feldspato no restito de fusão parcial do magma parental ao complexo em questão. Todavia, a maior concentração deste elemento na fácies biotítica do GSF é atribuída ao processo de segregação de feldspatos concomitantemente à cristalização da fácies leucocrática, uma vez que esta não se encontra totalmente empobrecida neste elemento.

O enriquecimento em ETR leves em granitoides pode sugerir uma maior maturidade do arco magmático durante a intrusão granítica (BROWN, THORPE & WEBB, 1984). O decréscimo dos teores de ETR com o aumento do grau de diferenciação evidenciado no GSF pelo aumento nos teores de K_2O e Al_2O_3 e

diminuição dos teores de MgO, sugere uma feição típica da evolução do magmatismo granítico cálcio-alcálico (PANKHURST, 1979).

O padrão de distribuição dos ETR no GSF, devido a sua variabilidade entre as fácies, sugere a superimposição de processos durante a diferenciação e cristalização magmática. Wilson (1989) propõe diferentes processos capazes de alterar a composição inicial de um magma, onde o processo de cristalização fracionada se mostra um dos mais efetivos, visto que a remoção de uma fase mineral do líquido magmático pode gerar uma mudança de suas propriedades físico-químicas.

Sultan, Batiza & Sturchio (1986) propõem que a origem das variações mineralógicas-geoquímicas de pequena escala em intrusões graníticas pode ser dada em função da segregação mineralógica durante a cristalização, devido à combinação de processos como: assentamento de pequenos “bolsões” de minerais por gravidade; diferenciação de fluxo; e *filter pressing*, representado pela expulsão do líquido intersticial a fases sólidas por ação da pressão.

Mittlefehldt & Miller (1983) propõem que o padrão de distribuição dos ETR obtidos é uma feição característica a diferenciados graníticos cálcio-alcálicos devido ao fracionamento de monazitas ou allanita. A intensa atividade de fluídos no sistema poderia gerar a complexação de ETR trivalentes por atividade de flúor e cloro (HUMPHRIS, 1984), originando algumas das variações observadas nestas rochas.

Todavia, acredita-se que o processo de segregação localizada de fases minerais superposto à cristalização fracionada seja o principal fator atuante na evolução magmática entre as fácies do GSF. Sugere-se, então, que o magma que originou à fácies biotita-granitoides, após ser submetido a estes processos, possibilitou a formação da fácies leucocrática por meio de segregações minerais de hornblenda ± biotita ± magnetita ± apatita ± zircão ± allanita.

As rochas que compõem o GSF podem ser classificadas como granitos do tipo A com caráter intermediário ao tipo I (Figura 32; WHALEN, CURRIE & CHAPPEL, 1987). O ambiente geotectônico de formação destas rochas corresponde a arcos vulcânicos com fortes tendências a pós-colisional (Figuras 33 e 34), sendo classificações concordantes com as do Complexo Granítico Caçapava do Sul.

Por fim, o GSF apresenta feições petrográficas, geológico-estruturais e comportamento geoquímico muito próximas aos do Complexo Granítico Caçapava do Sul, o que possibilita concluir que estas rochas foram formadas a partir de um mesmo magma parental. Nardi & Bitencourt (1989) propõem que tal complexo tem sua gênese atrelada a um magmatismo básico mantélico, o qual deu origem ao magma granítico por meio de diferenciação direta e contaminação crustal, ou pela fusão de rochas granulíticas afetadas pelo magmatismo mantélico. Nos estágios iniciais de ascensão do magma, iniciou-se os processos de diferenciação baseados na segregação de fases precoces.

Em porções menos profundas, tem-se o início do emplaçamento deste magma durante o final das fases de retrometamorfismo de fácies xisto verde (M2) e fase D2 do Complexo Metamórfico Passo Feio, facilitado por estruturas profundas. A ascensão diapírica, aliada aos diferentes graus de cristalização e viscosidade, juntamente com as tensões regionais, promoveram o desenvolvimento de estruturas de fluxo nas porções de menor viscosidade, acarretando processos de plasticidade intracristalina nas porções com maior cristalização (NARDI & BITENCOURT, 1989).

O processo deformacional regional atuante ressaltou e promoveu a formação de estruturas relacionadas à fase de deformação 2 (D2), assim como o estabelecimento da D3. Durante o processo de emplaçamento, a migração de voláteis e a segregação localizada de minerais deram continuidade a diferenciação deste magma. Este evento magmático está associado às fases tardias da Orogênese Brasileira, onde se teve a formação de bacias sedimentares e zonas de cisalhamento restritas a certas porções do Escudo Sul-rio-grandense.

Assim sendo, sugere-se que o GSF foi formado pelo mesmo magma parental que deu origem às rochas graníticas do Complexo Granítico Caçapava do Sul. Acredita-se que concomitantemente com a formação das rochas do complexo, o magma parental foi submetido a processos de fracionamento de zircão e fases ricas em ETR, como por exemplo a xenotima, monazita e allanita, dando origem ao magma do Granito Santo Ferreira. O fracionamento destes minerais causaria as anomalias negativas de La, Dy e Yb contidas no GSF. Este magma, por sua vez, após passar por processos de fracionamento de hornblenda \pm biotita \pm magnetita \pm apatita \pm zircão, deu origem às diferentes fácies do GSF.

A idade mais nova que o GSF apresenta (552 ± 8 Ma; Rb-Sr, rocha total; SARTORI & KAWASHITA, 1989) em comparação com as idades mais antigas do Complexo Granítico Caçapava do Sul (562 ± 8 Ma, U-Pb SHRIMP; Remus *et al.*, 1999b) corroborariam com a ideia acima proposta, tendo em vista que a diferença de idade que os corpos apresentam corresponderia ao período de cristalização e fracionamento de fases precoces.

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian Structural Provinces: an introduction. **Earth Science Reviews**, vol. 17, p. 1-29, 1981.

BABINSKI, M.; CHEMALE Jr, F.; HARTMANN, L. A.; VAN SCHMUS, W. R.; SILVA, L. C. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. **Geology**, 24: p.439-442, 1996.

BARSHICK, C.; DUCKWORTH, D.; SMITH, D. **Inorganic mass spectrometry: fundamentals and applications**. CRC Press. 2000.

BASEI, M. A. S.; CAMPOS NETO, M. C.; CASTRO, N. A.; NUTMAN, A. P.; WEMMER, M. T.; YAMAMOTO, M. T.; HUECK, M.; OSAKO, L.; SIGA JR., O.; PASSARELLI, C.R. Tectonic evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, **Journal of South American Earth Sciences**, 32: p. 324-350, 2011.

BITENCOURT, M. F. Metamorfitos da Região de Caçapava do Sul, RS: Geologia e relações com o corpo granítico. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1, 1983, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 37-48, 1983.

BITENCOURT, M. F.; NARDI L.; V. S. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, 30: p. 186-189, 2000.

BONIN, B.; AZZOUNI-SEKKAL, A.; BUSSY, F.; FERRAG, S. Alkali-calcic and alkaline postorogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. **Lithos**, 45:45-70, 1998.

BRIMHALL, G. H.; AGEE, C.; STOFFREGEN, R. The hydrothermal conversion of hornblende to biotite. **The Canadian Mineralogist**, v. 23, n. 3, p. 369-379, 1985.

BROWN, G. C.; THORPE, R. S.; WEBB, P. C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. **Journal of the Geological Society**, v. 141, n. 3, p. 413-426, 1984.

CARVALHO, P. F.; Reconhecimento geológico no estado do Rio Grande do Sul. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil**. Rio de Janeiro, n.66, 1932.

CHAPPELL, B. W.; WHITE, A. J. R. Two contrasting granite types: 25 years later. **Australian Journal of Earth Sciences**, 48: p. 489- 499, 2001.

CHEMALE Jr., F. Evolução Geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: Holz M., De Ros L.F. (eds.) **Geologia do Rio Grande do Sul**. Editora UFRGS, Porto Alegre, p. 13-52, 2000.

CHEMALE Jr., F.; MALLMANN, G.; BITENCOURT, M. F.; KAWASHITA, K. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. **Gondwana Research**, 22: p. 184-199, 2012.

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) – Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:750.000**. 2013

COX, K.J.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. **The interpretation of igneous rocks**. Allen and Unwin, London, 450 p., 1979.

DANA, J. D. **Manual de Mineralogia, 1ª edição.** 5ª revisão. Rio de Janeiro, RJ, p. 624, 1978.

DEER, W.; ZUSSMAN, J. **Rock-Forming Minerals: Disilicates and Ring Silicates - Volume 1B.** (2ª edição). Longman Scientific & Technical, London, United Kingdom, 629p., 1986.

DE LA ROCHE; H., LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**, França, v. 29, p. 183-210, 1980.

DOLLASE, W. A. Refinement of the crystal structures of epidote, allanite and hancockite. **American Mineralogist**, v. 56, n. 3-4, p. 447-464, 1971.

DRAKE, M. J.; WEILL, D. F. Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 39, n. 5, p. 689-712, 1975.

EL BOUSEILY, A. M.; EL SOKKARY, A. A. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. **Chemical Geology**, v. 16, n. 3, p. 207-219, 1975.

FERNANDES, L. A. D.; MENEGAT, R.; COSTA, A. F. U.; KOESTER, E.; PORCHER, C. C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G. E.; CAMOZZATO, E. Evolução tectônica do cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: parte I - Uma contribuição a partir do registro geológico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25 n. 4, p. 351-374, 1995.

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): p. 77-96, 1992.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio - Sul-rio-grandense. Congresso Brasileiro de Geologia, ed. 31. Balneário Camboriú. **Anais Balneário Camboriú**: SBG, n.5, p. 2879-2892, 1980.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S. **Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogênicas dos cinturões Dom Feliciano e Ribeiro no Rio Grande do Sul**. Universidade Federal de São Paulo (USP). Tese de Doutorado, São Paulo: Instituto de Geociências - USP, 366p, 1991.

FROST, B. R.; BARNES, C. G.; COLLINS, W. J.; ARCULUS, R. J.; ELLIS, D. J.; FROST, C. D. A geochemical classification for granitic rocks. **Journal of petrology**, v.42 p. 2033-2048, 2001.

GÕNI, J. C.; GOSO, H.; ISSLER, R. S. Estratigrafia e geologia econômica do Pré-cambriano e Eo-paleozóico Uruguaio e Sul Riograndense. **Avulso**, Porto Alegre: Escola de Geologia - UFRGS, n. 03, p.1-105, 1962

GREGORY, T. R., BITENCOURT, M. F., NARDI, L. V. S. Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua seção tipo, Região de Quitéria, RS. **Pesquisa em Geociências**, ed. 38 (1), p. 85-108, 2011.

HARRIS, N. B. W; PEARCE, J. A.; TINDLE, A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 19, n. 1, p. 67-81, 1986.

HARTMANN, L. A.; CHEMALE JR, F.; PHILIPP, R. P. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no pré-cambriano. In: IANUZZI, R.; FRANTZ, J. C. In: **50 anos de Geologia: Instituto de Geociências**. Contribuições. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, CIGO e IG-UFRGS, 399 p., 2007.

HARTMANN, L. A.; LEITE J. A. D.; MCNAUGHTON, N. J.; SANTOS, J. O. S. Deepest exposed crust of Brazil–SHRIMP establishes three events. **Geology**, v. 27: p. 947-950, 1999.

HARTMANN, L. A.; LEITE, J. A. D.; SILVA, L. C.; REMUS, M. V. D.; MCNAUGHTON, N. J.; GROVES, D. I.; FLETCHER, I. R.; SANTOS, J. O. S.; VASCONCELLOS, M. A. Z. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 47: p. 829-843, 2000.

HARTMANN, L. A.; PHILIPP, R. P.; SANTOS, J. O. S.; MCNAUGHTON, N. J. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazil. **Gondwana Research**, v. 19: p. 84-99, 2011.

HASKIN, L. A.; HASKIN, M. A.; FREY, F. A.; WILDEMAN, T. R. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. **Origin and Distribution of the Elements vol. 1 Pergamon**, Oxford, p. 889-911, 1968.

HUMINICKI, D. M. C; HAWTHORNE, F. C. The crystal chemistry of the phosphate minerals. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 48, n. 1, p. 123-253, 2002.

HUMPHRIS, S. E. The mobility of the rare earth elements in the crust. **Rare earth element geochemistry**, v. 2, p. 317-342, 1984.

INGER, S.; HARRIS, N. Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. **Journal of Petrology**, v. 34, n. 2, p. 345-368, 1993.

JANOŮŠEK, V.; FARROW, C. M.; ERBAN, V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology**, v. 47, n. 6, p. 1255-1259, 2006.

KRAEMER, G. Evolução Magmática e Tectônica da Suíte Ortometamórfica Imbicuí, Região de Lavras do sul (RS). **Dissertação de Mestrado em Geociências**, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 99p., 1995.

LEITE, J. A. D.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; CHEMALE Jr., F. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. **International Geology Review**, v. 40: p. 688-705, 1998.

LEITE, J. A. D.; MCNAUGHTON, N. J.; HARTMANN, L. A.; CHEMALE Jr., F.; REMUS, M. V. D. Shrimp U/PB zircon dating applied to the determination of tectonic events: the example of the Caçapava do Sul batholith, Pedreira Inducal, Caçapava do Sul, Brazil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado, 1995. **Boletim de Resumos Expandidos...** Gramado: SBG, p. 387-388, 1995.

LEINZ, V.; BARBOSA, A.; TEIXEIRA, E. Mapa Geológico Caçapava-Lavras 1:200.000. Porto Alegre: Secr. Agric. Ind. Com. Dep. Prod. Min. **Boletim** n. 90, 1941.

LENA, L. O. F.; PIMENTEL, M. M.; PHILIPP, R. P.; ARMSTRONG, R.; SATO, K. The evolution of the Neoproterozoic São Gabriel juvenile terrane, southern Brazil based on high spatial resolution U-Pb ages and ^{18}O data from detrital zircons. **Precambrian Research**, v. 247: p. 126-138, 2014.

MACHADO, B. N. **Geologia e paragênese mineral das mineralizações no granito Santo Ferreira, Sudeste de Caçapava do Sul – RS**. Trabalho de Conclusão de Curso - Curso de Geologia, Universidade Federal do Pampa, Caçapava do Sul, 89 p., 2017.

MACHADO, N.; KOPPE, J. C.; HARTMANN, L. A. A Late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 3: p. 87-90, 1990.

MANIAR, P. D.; PICCOLI, P. M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological society of America Bulletin**, v. 101, n. 5, p. 635-643, 1989.

MITTFEHLDT, D. W.; MILLER, C. F. Geochemistry of the Sweetwater Wash Pluton, California: Implications for “anomalous” trace element behavior during differentiation of felsic magmas. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 47, n. 1, p. 109-124, 1983.

NARDI, L. V. S.; BITENCOURT, M. F. A. S. Geologia, petrologia e geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 19, n. 2, p. 153-169, 1989.

NARDI, L. V. S.; BITENCOURT, M. F. A. S. Magmatismo Granítico e Evolução Crustal no Sul do Brasil. **50 anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições**, p. 125 - 140; 2007.

NICKEL, E. H.; NICHOLS; M. C. **Mineral Database**. Materials Data Inc., 2002.

OYHANTÇABAL, P.; SIEGESMUND, S.; WEMMER, K. The Rio de la Plata Craton, a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. **International Journal of Earth Sciences**, v.100: p. 201-220, 2011.

PANKHURST, R. J. Isotope and trace element evidence for the origin and evolution of Caledonian granites in the Scottish Highlands. In: **Origin of Granite Batholiths**. Birkhäuser Boston, p. 18-33, 1979.

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

PEARCE, J. A. Sources and settings of granitic rocks. **Episodes**, v. 19, p. 120-125, 1996.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of petrology**, v. 25, n. 4, p. 956-983, 1984.

PECCERILLO, A.; TAYLOR, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. **Contributions to mineralogy and petrology**, v. 58, n. 1, p. 63-81, 1976.

PETRELLI, M.; POLI, G.; PERUGINI, D.; PECCERILLO, A. Petrograph: a new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. **Geochemistry. Geophysics and Geosystems**, v. 6, n. 7, 2005.

PHILIPP, R.P.; MACHADO, R. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 19: p. 461-478, 2005.

PHILIPP, R. P.; MASSONE, H. J.; CAMPOS, R. S. Peraluminous leucogranites of Cordilheira Suite, record of Neoproterozoic collision and generation of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 43: p. 8-24, 2013.

PHILIPP, R. P.; HARTMANN, L. A.; LUSA, M.; BASEI, M. A. S.; SANTOS, J. O. S. Oldest age of magmatism in the Passinho Arc in the southwestern portion of Gondwana, Rio Grande do Sul, Brazil. In: 9 **South American Symposium on Isotope Geology**, Abstracts. São Paulo, p.186, 2014.

PHILIPP, R. P.; BOM, F. M.; PIMENTEL, M. M.; JUNGES, S. L.; ZVIRTES, G. SHRIMP U-Pb age and high temperature conditions of the collisional metamorphism in the Várzea do Capivarita Complex: implications for the origin of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.66: p. 196-207, 2016b.

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**, v. 46, p. 83-104, 2016a.

PITCHER, W. S. The nature and origin of granite. **London, Chapman & Hall**. 321p., 1993.

PORHER, C. A.; LOPES, R. C. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Cachoeira do Sul, Folha SH22-Y-A.** Estado do Rio de Grande do Sul. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 2000.

RAPELA, C. W.; FANNING, C. M.; CASQUET, C.; PANKHURST, R. J.; SPALLETTI, L.; POIRÉ, D.; BALDO, E. G. The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. **Gondwana Research**, v. 20: p. 673-690, 2011.

REMUS, M. D. V.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. Shrimp U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados. **Anais...** Boletim de Resumos, p. 83, 1999b.

REMUS, M. V. D.; MCNAUGHTON, N. J.; HARTMANN, L. A.; FLETCHER, I. R. U-Pb SHRIMP Zircon Dating and Nd Isotope Data of Granitoids of the São Gabriel Block, Southern Brazil: evidence for an Archaean/Paleoproterozoic basement. In: International Symposium On Granites And Associated Mineralizations, 2, Salvador, 1997. **Extended Abstracts...** Salvador: CBPM/SGM, p.271-272, 1997.

REMUS, M. V. D.; MCNAUGHTON, N. J.; HARTMANN, L. A.; KOPPE, J. C.; FLETCHER, I. R.; GROVES, D. I.; PINTO, V. M. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroça volcanic arc of southernmost Brazil, isotopic constraints on timing and sources. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 12: p. 349-366, 1999a.

REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; GROVES, D. I.; FLETCHER, I.R. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Cacapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. **Journal South American Earth Sciences**, p.191-216, 2000.

RIBEIRO, M. Geologia da Folha de Bom Jardim, **Boletim Div. Geol. Min. Bras**, Rio de Janeiro, n.247, p. 1-142, 1970.

RIBEIRO, M.; BOCCHI, P. R.; FIGUEIREDO, P. M. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. **Boletim DNPM DFPM**, Porto Alegre, n. 127, 1966.

RIBEIRO M.; FANTINEL, L.M. Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: Tabulação e distribuição das associações petroTECTônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. **Iheringia, Série Geologia**, Porto Alegre, 1978, n. 5, p.19-54, 1978.

SAALMANN, K.; HARTMANN, L. A.; REMUS, M. V. D. Tectonic evolution of two contrasting schist belts in southernmost Brazil, A plate tectonic model for the Brasiliano Orogeny. **International Geology Review**, v. 47: p. 1234-1259, 2005.

SAALMANN, K.; GERDES, A.; LAHAYE, Y.; HARTMANN, L. A.; REMUS, M. V. D.; LAUFER, A. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de La Plata craton, the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. **International Journal Earth Sciences**, v. 100: p. 355-378, 2010.

SAALMANN, K.; REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A. Tectonic evolution of the Neoproterozoic juvenile São Gabriel belt, southern Brazil – constraints on Brasiliano orogenic evolution of the La Plata Cratonic margin. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 21: p. 204-227, 2006.

SARTORI, P. L. P.; KAWASHITA, K. Petrologia e geocronologia do stock Granítico Santo Ferreira e sua correlação com o Batólito Granítico de Caçapava do Sul, RS. **Acta Geológica Leopoldensia**. Brasil: 1989, n. 29, p. 131-142, 1989.

SIBSON, R. H. Fault rocks and fault mechanisms. **Journal of the Geological Society**, v. 133, n. 3, p. 191-213, 1977

SOLIANI Jr., E. **Os Dados Geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grandense e Suas Implicações de Ordem Tectônica**. São Paulo. Tese (Doutorado) - em Geociências, Universidade de São Paulo. 425 p., 1986.

STIPP, M.; STÜNITZ, H.; HEILBRONNER, R.; SCHMID, S. M. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. **Geological Society, London, Special Publications**, 200(1), 171-190, 2002.

STRECKEISEN, A. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. **Geologische Rundschau**, v. 63, n. 2, p. 773-786, 1974.

SULTAN, M.; BATIZA, R.; STURCHIO, N. C. The origin of small-scale geochemical and mineralogic variations in a granite intrusion. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 93, n. 4, p. 513-523, 1986.

SUN, S. S.; MCDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 42, n. 1, p. 313-345, 1989.

TAYLOR, H. E. **Inductively coupled plasma-mass spectrometry: practices and techniques**. Academic Press. 2001

TAYLOR, S. R.; MCLENNAN, S. M. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**, v. 301, n. 1461, p. 381-399, 1981.

UFRGS. **Mapeamento Geológico 1:25000: Projeto Caçapava do Sul**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1998.

VEDANA, L. A.; PHILIPP, R. P.; BASEI, M. A. S. Geochemistry and provenance of the Pontas do Salso Complex, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. **International Geology Review**. 2016.

WEAVER, B. L.; TARNEY, J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. **Nature**, v. 310, n. 5978, p. 575, 1984.

WERNICK, E. **Rochas magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica**. São Paulo: Editora UNESP, 2004.

WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L.; CHAPPELL, B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to mineralogy and petrology**, v. 95, n. 4, p. 407-419, 1987.

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

WILSON, B. M. **Igneous petrogenesis: a global tectonic approach**. Londres, Chapman & Hall, 466 p., 1989.

WOOD, D. A.; TARNEY, J.; VARET, J.; SAUNDERS, A. D.; BOUGAULT, Y.; JORON, J.L.; TREUIL, M.; CANN, J. R. Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: implications for mantle heterogeneity. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 42, p. 77-97, 1979.