

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

MELISSA FRANCISCO DORNELES

**COMPARAÇÃO GEOQUÍMICA ENTRE OS GRANITOS ALCALINOS DO
TERRENO SÃO GABRIEL E AS ROCHAS VULCÂNICAS DA FORMAÇÃO
ACAMPAMENTO VELHO, BACIA DO CAMAQUÃ, TERRENO SÃO GABRIEL, RS**

Porto Alegre

2024

MELISSA FRANCISCO DORNELES

**COMPARAÇÃO GEOQUÍMICA ENTRE OS GRANITOS ALCALINOS DO
TERRENO SÃO GABRIEL E AS ROCHAS VULCÂNICAS DA FORMAÇÃO
ACAMPAMENTO VELHO, BACIA DO CAMAQUÃ, TERRENO SÃO GABRIEL, RS**

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

Orientadores:

Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Porto Alegre, 2024

CIP - Catalogação na Publicação

Dorneles, Melissa Francisco
COMPARAÇÃO GEOQUÍMICA ENTRE OS GRANITOS ALCALINOS
DO TERRENO SÃO GABRIEL E AS ROCHAS VULCÂNICAS DA
FORMAÇÃO ACAMPAMENTO VELHO, BACIA DO CAMAQUÃ, TERRENO
SÃO GABRIEL, RS / Melissa Francisco Dorneles. -- 2024.
117 f.
Orientador: Ruy Paulo Philipp.

Coorientador: Carlos Augusto Sommer.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,
BR-RS, 2024.

1. Geoquímica. 2. Petrologia. 3. Associações
plutono-vulcânicas. 4. Petrografia. 5. Magmatismo
alcalino. I. Philipp, Ruy Paulo, orient. II. Sommer,
Carlos Augusto, coorient. III. Título.

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso "COMPARAÇÃO GEOQUÍMICA ENTRE OS GRANITOS ALCALINOS DO TERRENO SÃO GABRIEL E AS ROCHAS VULCÂNICAS DA FORMAÇÃO ACAMPAMENTO VELHO, BACIA DO CAMAQUÃ, TERRENO SÃO GABRIEL, RS" elaborado por "MELISSA FRANCISCO DORNELES", como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dra. Carla Cristine Porcher (UFRGS)

Prof. Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus (UFRGS)

Dr. Daniel Triboli Vieira (UFRGS)

AGRADECIMENTOS

Começo agradecendo à UFRGS, uma instituição de ensino pública que resiste durante todos esses anos, pela qualidade de ensino, pelo suporte financeiro nos trabalhos de campo e por ensinamentos de vida que apenas uma universidade pode proporcionar.

Ao CNPq, pelo financiamento estudantil durante os anos de graduação através das bolsas de iniciação científica que me fizeram conhecer o mundo da pesquisa científica.

Ao orientador Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp, pelo incentivo e ajuda durante a realização do curso, pela parceria nos trabalhos de campo, e pela confiança na realização deste trabalho.

Ao orientador Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer, pelo incentivo e pela parceria durante os 4 anos de bolsa de iniciação científica, e pelos incríveis trabalhos de campo no Platô da Ramada durante o mapeamento.

À Prof. Dra. Carla Porcher, pelos maravilhosos 7 trabalhos de campo que proporcionaram entender contextos geológicos diferentes, promovendo a expansão do conhecimento geológico.

Ao Prof. Dr. Heinrich Frank, pelos ensinamentos da mineralogia e pela ajuda na realização das análises modais por meio do empréstimo do charriot.

Aos professores do Mapeamento Geológico Básico I e II, pelo ensinamentos passados durante os trabalhos de campo.

À Prof. Dra. Cassiana Michelin e à Prof. Dra. Amanda Goulart Rodrigues, pelas conversas descontraídas, pelo incentivo, pelas reuniões e auxílio na realização do estágio obrigatório.

Aos colegas e amigos que fiz no curso, Lorenzo Mexias, Michelle Cardoso e Gabriel Brose, pela amizade e pela parceria nos trabalhos de campo.

Ao meu amigo, namorado e parceiro de vida Vinicius Germano Hilgert, pelo incansável incentivo e apoio durante todos os anos da graduação e na realização deste trabalho.

Finalmente, à minha família amada do coração, Gilberto Carlos Rosso Dorneles, Soraia Beatriz Francisco Dorneles e Caroline Francisco Dorneles, pelo incentivo nos estudos desde a escola e por todas as condições para que eu chegasse até aqui. Muito obrigada!

*(...) I like to think about, how we all look from afar
People driving fancy cars
Look like Beatles to the stars
The missiles and the bombs
Are like symphonies gone wrong
And if there is a God, they'll know why it's so hard
To be human (...)*

"To be human", por Marina Diamandis.

RESUMO

Este trabalho comparou a composição química dos granitos alcalinos de idade Ediacarana do Terreno São Gabriel (São Sepé, Cerro da Cria, Ramada, São Manoel e Jaguari) e das rochas da Formação Acampamento Velho, do Grupo Santa Bárbara, da Bacia do Camaquã. Estas unidades caracterizam um evento magmático contínuo caracterizado por exposições com extensão aproximada de 80 km por 30 km de largura. Este magmatismo está controlado por uma grande zona de fraqueza crustal que marca o limite entre os terrenos São Gabriel e Tijucas, e define na região o contato entre o Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano. A partir da análise petrográfica de amostras selecionadas e da análise comparativa dos dados geoquímicos disponíveis foram avaliados os parâmetros petrológicos deste magmatismo, representativo do período pós-colisional da orogênese Dom Feliciano. As informações obtidas objetivaram avaliar a correlação estratigráfica e petrológica desta associação plutono-vulcânica e sua importância como fonte do calor de um grande evento de metamorfismo termal. Os granitos alcalinos e as rochas da Fm. Acampamento Velho expostas nos platôs da Ramada e Taquarembó representam um dos principais eventos magmáticos da região oeste do escudo. A aureola de metamorfismo termal deste magmatismo ultrapassa os 15 km de extensão, caracterizando este evento como um dos maiores eventos de metamorfismo termal registrado na crosta continental. A elaboração deste TCC incluiu revisão bibliográfica, análise petrográfica e análise química dos granitos alcalinos, e compilação e o processamento de dados geoquímicos. A integração dos dados teve como objetivo confirmar a relação composicional e de contemporaneidade entre as duas associações litológicas e compreender o período pós-colisional da orogênese Dom Feliciano no Terreno São Gabriel.

Palavras-Chave: Magmatismo Alcalino; Petrologia; Associações plutono-vulcânicas; Geoquímica; Petrografia.

ABSTRACT

This work compared the chemical composition of alkaline granites of Ediacaran age from the São Gabriel Terrain (São Sepé, Cerro da Cria, Ramada, São Manoel and Jaguari) and rocks from the Acampamento Velho Formation (Santa Bárbara Group, Camaquã Basin). These units characterize a continuous magmatic event characterized by exposures approximately 80 km long by 30 km wide. This magmatism is controlled by a large zone of crustal weakness that marks the limit between the São Gabriel and Tijucas terranes and defines the region as the contact between the Rio de La Plata Craton and the Dom Feliciano Belt. From the petrographic analysis of selected samples and the comparative analysis of available geochemical data, the petrological configurations of this magmatism, representative of the post-collisional period of the Dom Feliciano orogenesis, were evaluated. The information obtained was evaluated through the stratigraphic and petrological observation of this plutono-volcanic association and its importance as a heat source for a major thermal metamorphism event. The alkaline granites and rocks of Acampamento Velho Formation exposed on the Ramada and Taquarembó plateaus represent one of the main magmatic events in the western region of the shield. The thermal metamorphism halo of this magmatism exceeds 15 km in length, characterizing this event as one of the largest thermal metamorphism events recorded in the continental crust. The formulation of this work included bibliographic review, petrographic analysis and chemical analysis of alkaline granites, and construction and processing of geochemical data. The data integration aimed to confirm the compositional and contemporary relationship between the two lithological associations and understand the post-collisional period of the Dom Feliciano orogenesis in the São Gabriel Terrain.

Keywords: Alkaline Magmatism; Petrology; Plutono-volcano associations; Geochemistry; Petrography.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: (A) e (B) Localização da área de estudo em relação a América do Sul e ao Rio Grande do Sul. (C) Área de estudo destacada pelo quadrado amarelo e as principais vias de acesso. Cidades: CS-Caçapava do Sul; SMS-Santa Margarida do Sul; SG-São Gabriel; SS-São Sepé; VN-Vila Nova do Sul. (Imagens extraídas do Google Earth Pro).	20
Figura 2: Comportamento de elementos compatíveis (caminho A) e incompatíveis (caminho B) durante a diferenciação de um líquido magmático (modificado de Frost & Frost, 2014).....	27
Figura 3: Diagramas de Harker mostrando (A) <i>trends</i> de cristalização fracionada e (B) origem de um dacito pela mistura de magmas andesíticos e riolíticos (modificado de Frost & Frost, 2014).	28
Figura 4: Índice álcali-cálcico de Frost <i>et al.</i> (2001) (modificado de Frost & Frost, 2014).....	30
Figura 5: Índice de Enriquecimento em Ferro de Frost <i>et al.</i> (2001) (modificado de Frost & Frost, 2014).	31
Figura 6: Diagrama de elementos terras raras normalizado pelo condrito (Boynton, 1984) mostrando a anomalia negativa em Eu (modificado de Frost & Frost, 2014)..	34
Figura 7: Diagrama Rb versus Y+Nb que discrimina a configuração tectônica dos granitos (modificado de Pearce, 1996).....	35
Figura 8: Diagrama TAS (Le Bas <i>et al.</i> , 1986) e as principais séries magmáticas (adaptado de Nardi, 2016).	36
Figura 9: Representação dos <i>trends</i> das séries magmáticas propostos por Lameyre & Bowden (1982) e representadas no diagrama QAP de Streckeisen (1976). 1-série cálcio-alcálica trondjemítica, 2-série cálcio-alcálica granodiorítica, 3-série cálcio-alcálica monzonítica, 4-série alcalina, 5-série toleítica e 6-granitos de fusão crustal (modificado de Lameyre & Bowden, 1982).....	40
Figura 10: A) Localização do Cinturão Dom Feliciano na América do Sul; B) Mapa geotectônico da porção sul da Província da Mantiqueira, mostrando as unidades do Cinturão Dom Feliciano e do Terreno Nico Perez. Zonas de cisalhamento: 1 - Itajaí-Perimbó, 2 - Major Gercino, 3 - Santana da Boa Vista, 4 - Dorsal de Canguçu, 5 - Passo do Marinheiro, 6 - Ibaré, 7 - Sarandi Del Y, 8 - Sierra Ballena, 9 - Cerro Amaro e 10 - Arroio Grande (modificado de Philipp <i>et al.</i> , 2021).	41

Figura 11: Mapa geológico do Terreno São Gabriel, mostrando suas principais unidades (retirado de Philipp <i>et al.</i> , 2024).	46
Figura 12: Mapa de localização dos pontos amostrados durante os trabalhos de campo. Imagem extraída do <i>Google Earth Pro</i> .	54
Figura 13: Microscópio óptico utilizado para as análises petrográficas (foto da autora).	55
Figura 14: Equipamentos utilizados durante a execução das etapas do projeto. (A) Britador de mandíbulas e (B) pulverizador de moinho de bolas (fotos da autora).	56
Figura 15: Mapa geológico da Bacia do Camaquã destacando as principais unidades litoestratigráficas e estruturas da bacia. Compilado e modificado de Gresse <i>et al.</i> , (1996), Paim <i>et al.</i> (2000; 2014); Borba & Mizusaki, (2003), Borba <i>et al.</i> , (2004), Janikian <i>et al.</i> , (2008, 2012) e Almeida <i>et al.</i> , (2012). Mapa inédito de Philipp <i>et al.</i> (2024a). Legenda: Altos do embasamento: ABDP- Bagé-Dom Pedrito, ACS- Caçapava do Sul, AJT- Jaíba-Torrinhas, ALS- Lavras do Sul, APB- Batólito Pelotas, ASG- São Gabriel, DV- Domo da Vigia, DSBV- Domo de Santana da Boa Vista.	60
Figura 16: Aspectos de campo do Granito São Sepé. A) e B) Afloramentos de matacões (ponto MD-06). C) Aspecto macroscópico do granito. D) Textura equigranular grossa destacando os cristais prismático de K-feldspato, agregados de quartzo globular de cor cinza, e raros cristais preto diminutos de biotita de modo intersticial. (E) Detalhe da textura rapakivi em chapa de rocha ornamental destacando o plagioclásio de cor branca ao redor de K-feldspato. F) Detalhe da textura euigranular composta por K-feldspato e agregados de quartzo globular (fotos da autora).	61
Figura 17: Mapa geológico do Granito São Sepé (modificado de Gastal <i>et al.</i> , 2013).	62
Figura 18: Aspectos de campo do Granito Cerro da Cria. A) Afloramento em campo de blocos (ponto MD-01). B) Detalhe do intenso fraturamento. C,D) Estrutura maciça e textura equigranular média do granito, E) Aspecto do granito alterado pelo intemperismo. F) Granito subvulcânico com fenocristais de K-feldspato (Kfs) e quartzo envoltos por uma matriz equigranular fina, em parte transformada pela formação de esferulitos (fotos da autora).	64
Figura 19: Aspectos de campo do Granito Ramada. A) Afloramento em lajeados com centenas de metros de extensão (ponto MD-04). B) Matação do granito com superfície frescas da rocha. C, D) Aspecto macroscópico do granito com estrutura maciça e	

textura equigranular fina. E) Estrutura e textura do granito em superfície fresca destacando a o alto teor de quartzo (cinza) (fotos da autora).....	66
Figura 20: Mapa geológico do Granito Ramada e do Granito Cerro da Cria (modificado de Naime, 1987).	67
Figura 22: Aspectos macroscópicos do Granito Jaguari. A,B) Campo de matações e lajeados com extensões quilométricas (ponto MD-02). C) Estrutura maciça e textura equigranular média do granito destacando o alto teor de quartzo que ocorre como agregados de cristais globulares. D) Detalhe da imagem anterior ressaltando os agregados de quartzo globulares. E) Amostra de mão do granito fresco, e F) Amostra do granito mostrando a face cortada para a confecção da lâmina delgada (fotos da autora).	69
Figura 23: Mapa geológico do Granito Jaguari (modificado de Gastal <i>et al.</i> , 1992). 70	
Figura 24: Aspectos macroscópicos dos riolitos do Platô da Ramada. A) e B) Afloramentos em lajeado e campo de blocos (pontos PVS-1004, PVS- 1030 e PVS-1116). C) Lapilli-tufo rico em líticos com estrutura maciça, D) Lapilli-tufo rico em cristais, E) Lapilli-tufo rico em fiamme e F) Riolito com estrutura foliada (fotos da autora).	72
Figura 25: Granito São Sepé. A) Textura equigranular hipidiomórfica fina a grossa média caracterizada por cristais prismáticos subédricos de ortoclásio perítico e agregados de quartzo globular, com ocorrência localizada de plagioclásio prismático e de biotita intersticial (ND). B) Mesma imagem anterior a NC. C) Detalhe dos agregados de quartzo globular (ND), D) Mesma imagem anterior a NC. E) Cristais ripiformes de plagioclásio com núcleo alterado indicando zonação composicional do tipo normal (ND), F) Mesma imagem anterior a NC. Legenda: NC- Nicóis cruzados, ND- Nicóis descruzados.....	74
Figura 26: Granito Cerro da Cria. A) Textura porfírica caracterizada por fenocristais de K-feldspato, quartzo e plagioclásio (ND). B) Mesma imagem anterior a NC. C) Detalhe dos esferulitos que ao redor fenocristais de quartzo globular e K-feldspato (ND). D) Mesma imagem anterior a NC. E) Detalhe da matriz composta por K-feldspato, quartzo e plagioclásio, e da textura mimerquítica (ND). F) Mesma imagem anterior a NC. Legenda: NC- Nicóis cruzados, ND- Nicóis descruzados. Legenda: NC- Nicóis cruzados, ND- Nicóis descruzados.....	75
Figura 27: Granito Ramada. A) Textura equigranular hipidiomórfica média a grossa caracterizada por agregados de quartzo globular e cristais de K-feldspato perítico,	

com ocorrência localizada de plagioclásio prismático, biotita e hornblenda (ND). B) Mesma imagem anterior a NC. C) Detalhe da textura com quartzo globular, K-feldspato pertítico, plagioclásio zonado, biotita e hornblenda (ND). D) Mesma imagem anterior a NC. E) Detalhe dos cristais de K-feldspato pertítico, titanita euédrica losangular com macla e plagioclásio (ND). F) Mesma imagem anterior a NC. Legenda: NC- Nicóis cruzados, ND- Nicóis descruzados.77

Figura 28: Granito São Manoel. A) Textura equigranular inequigranular hipidiomórfica fina a grossa caracterizada grandes cristais de microclínio pertítico, agregados de quartzo, plagioclásio prismático e biotita (ND). B) Mesma imagem anterior a NC. C) Detalhe da textura plagioclásio zonado, quartzo, microclínio pertítico e biotita (ND). D) Mesma imagem anterior a NC. E) Detalhe da biotita substituída para clorita e do cristal euédrico de allanita com coroa de epidoto (ND). F) Mesma imagem anterior a NC. Legenda: NC- Nicóis cruzados, ND- Nicóis descruzados.....78

Figura 29: Granito Jaguari. A) Textura equigranular fina a média caracterizada por cristais prismáticos subédricos de ortoclásio pertítico e agregados de quartzo globular, com ocorrência localizada de plagioclásio prismático e de biotita intersticial (ND). B) Mesma imagem anterior a NC. C) Detalhe dos agregados de quartzo, do ortoclásio pertítico e do plagioclásio prismático com macla polissintética (ND). D) Mesma imagem anterior a ND. E) Detalhe do plagioclásio prismático subédrico com macla polissintética e do ortoclásio pertítico. F) Mesma imagem anterior a NC. Legenda: NC- Nicóis cruzados, ND- Nicóis descruzados.....80

Figura 30: Granito Jaguari. A) Foliação milonítica marcada pelo estiramento do quartzo, do ortoclásio e do plagioclásio, e orientação da biotita (ND). B) Mesma imagem anterior a NC. C) Detalhe dos agregados de biotita *fish* e do mosaico composto por quartzo recristalizado (ND). D) Mesma imagem anterior NC. E) Detalhe do mosaico composto por quartzo recristalizado e da torção da macla xadrez do microclínio (ND). F) Mesma imagem anterior a NC. Legenda: NC- Nicóis cruzados, ND- Nicóis descruzados.....81

Figura 31: Representação da análise modal no diagrama QAP (adaptado de Streckeisen, 1976) e principais séries magmáticas (adaptado de Lameyre & Bowden, 1982). Legenda: 1-série cálcio-alcaina trondhjemítica, 2-série cálcio-alcaina granodiorítica, 3-série cálcio-alcaina monzonítica, 4-série alcalina, 5-série toleítica e 6-granitos de fusão crustal.82

Figura 32: A) Diagrama TAS (Cox <i>et al.</i> , 1979); B) Diagrama R ₁ -R ₂ (De la Roche <i>et al.</i> , 1980); C) Diagrama P-Q (Debon & Lefort, 1983); D) Diagrama Ab-Na-Or (O'Connor, 1965).	84
Figura 33: A) Diagrama A/NK versus A/CNK (Shand, 1943); B) Diagrama A-B (Villaseca <i>et al.</i> , 1998).....	85
Figura 34: A) Diagrama do Índice de Enriquecimento em Ferro (Frost <i>et al.</i> , 2001); B) Diagrama MALI (Frost <i>et al.</i> , 2001).	86
Figura 35: A) Diagrama de Sylvester (1989); B,C,D,E,F) Diagramas de Whalen (1987).	87
Figura 36: A,B) Diagramas de Winchester & Floyd (1977).	88
Figura 37: A) Diagrama geotectônico de Pearce (1996); B) Diagrama geotectônico R ₁ -R ₂ de Batchelor & Bowden (1985).....	89
Figura 38: A) Diagrama ternário de Laurent <i>et al.</i> (2014); B) Diagrama de Ohta & Arai (2007).	90
Figura 39: Diagramas de Harker (Harker, 1909).....	91
Figura 40: Diagramas de Harker para elementos traço (Harker, 1909).	93
Figura 41: Diagramas normalizados para NMORB (Sun & McDonough, 1989).	95
Figura 42: Diagramas normalizados para o condrito (Boynton, 1984).	96
Figura 43: Comparação entre os diferentes ambientes tectônicos geradores de rochas graníticas (modificado de Pitcher, 1987).	100

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: classificação das rochas de acordo com o Índice de Saturação em Alumínio.31

LISTA DE ABREVIÇÕES

All – allanita

Al₂O₃ – alumina

An – anortita

BP – Batólito Pelotas

Bt – biotita

CDF – Cinturão Dom Feliciano

CRLP – Cráton Rio de La Plata

Ep – epidoto

ETRs – elementos terras raras

Eu – európio

Fm. – formação

Fo – forsterita

Hbl – hornblenda

HFS – *high field strength*

Kfs – K-feldspato

LIL – *large ion lithophile*

Ms – muscovita

Nb – nióbio

NC – nicóis cruzados

ND – nicóis descruzados

OI – olivina

P – fósforo

Pl – plagioclásio

Qtz – quartzo

SiO₂ – sílica

Ti – titânio

TNP – Terreno Nico Perez

Tnt – titanita

TSG – Terreno São Gabriel

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	17
1.1 Localização	19
1.2 Justificativa	21
1.3 Objetivos	21
2. ESTADO DA ARTE	22
2.1 Correlação entre plutonismo e vulcanismo	22
2.2 Uso da composição geoquímica na petrologia ígnea	26
2.2.1 Diagramas geoquímicos baseados em elementos maiores	26
2.2.2 Índices de diferenciação	28
Índice Álcali-Cálcico	29
Índice de Enriquecimento em Ferro	30
Índice de Saturação em Alumínio	31
Índice de Alcalinidade	32
2.2.3 Diagramas geoquímicos baseados em elementos traço	32
2.3 Séries Magmáticas	35
2.3.1 Séries alcalinas	36
2.3.2 Séries subalcalinas	37
2.4 Uso da composição petrográfica na petrologia ígnea	38
2.5 Contexto geológico	40
2.5.1 Cinturão Dom Feliciano	40
2.5.2 Terreno São Gabriel	42
2.5.3 Bacia do Camaquã	43
2.5.4 Área de estudo	45
Granito São Sepé	47
Granito Cerro da Cria	48
Granito Ramada	49
Granito São Manoel	49
Granito Jaguari	50
Formação Acampamento Velho	51
3. METODOLOGIA	52
3.1 Revisão bibliográfica e compilação de dados	52
3.2 Processamento dos dados	52
3.3 Mapa geológico	53
3.4 Trabalho de campo	53
3.5 Petrografia	54

3.6	Geoquímica de rocha total.....	55
4.	RESULTADOS	57
4.1	Geologia dos granitos alcalinos e das rochas vulcânicas ácidas da Formação Acampamento Velho	57
4.1.1	Granito São Sepé	60
4.1.2	Granito Cerro da Cria.....	63
4.1.3	Granito Ramada	64
4.1.4	Granito São Manoel.....	67
4.1.5	Granito Jaguari	68
4.1.6	Platô da Ramada	70
4.2	Análise petrográfica dos granitos alcalinos.....	73
4.2.1	Granito São Sepé	73
4.2.2	Granito Cerro da Cria.....	74
4.2.3	Granito Ramada	76
4.2.4	Granito São Manoel.....	77
4.2.5	Granito Jaguari	79
4.3	Análise modal.....	81
4.4	Geoquímica de rocha total.....	82
4.3.1	Classificação, série magmática e processos de diferenciação	82
5.	DISCUSSÕES	97
5.1	Feições de campo e petrográficas comuns entre os granitos alcalinos	97
5.2	Geoquímica.....	98
5.3	Cronologia relativa e significado tectônico	99
5.4	Trabalhos futuros	101
6.	CONCLUSÕES	101

1. INTRODUÇÃO

O Terreno São Gabriel ocupa a porção NW do Escudo Sul-Rio-Grandense e constitui a porção mais antiga do Cinturão Dom Feliciano, unidade neoproterozoica que se estende para o Uruguai e Santa Catarina (Basei *et al.*, 2000; Hueck *et al.*, 2018). Esta região é caracterizada como uma área pioneira nos levantamentos estratigráficos das unidades do embasamento do Rio Grande do Sul. O Terreno São Gabriel é constituído por complexos metavulcano-sedimentares e metaplutônicos intercalados com rochas metamáfico-ultramáficas de complexos ofiolíticos, compondo corpos contínuos e alongados de direção N20-40°E, com estruturas tectônicas mergulhando para NW e vergência para E-NE. Estas unidades caracterizam os arcos São Gabriel (770-720 Ma) e Passinho (900-850 Ma) e foram geradas durante o Toniano, com magmatismo intrusivo de caráter pós-colisional de idade Criogeniana (710-670 Ma) (Saalman *et al.*, 2005, 2011; Hartmann *et al.*, 2011; Philipp *et al.*, 2016, 2018; Laux *et al.*, 2017; Philipp *et al.*, 2021).

Os granitos alcalinos do Terreno São Gabriel e as rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho começaram a ser estudados a partir da década de 1930 (Carvalho, 1932). Desde essa época, muitas propostas a respeito da estratigrafia das unidades em questão foram sugeridas, culminando com ideias vinculadas à teoria da tectônica de placas a partir do final da década de 1970 (Ribeiro *et al.*, 1978) e 1980 (Fragoso-Cesar *et al.*, 1980, 1986, 1991; Soliani Jr., 1986). As rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho fazem parte do Grupo Santa Bárbara, integradas na evolução da Bacia do Camaquã, uma bacia do tipo *pull-apart* gerada sob influência de um regime de transcorrência (Paim *et al.*, 2000, 2014; Almeida *et al.*, 2012). A partir da década de 1990, estas unidades foram interpretadas como relacionadas ao período pós-colisional da Orogênese Dom Feliciano (650-550 Ma) (Wildner *et al.*, 1999; Paim *et al.*, 2000; Janikian *et al.*, 2006, 2012; Philipp *et al.*, 2016a; Matté *et al.*, 2016; Sommer *et al.*, 2017).

Os grandes sistemas de rifte da crosta continental registram os processos que ocorreram durante o enfraquecimento da crosta e no consequente desenvolvimento de bacias riftes intraplaca, que ainda podem evoluir por processos de deriva continental, com a abertura de uma bacia oceânica. Os processos evolutivos de uma bacia sedimentar gerada por processos tectônicos ficam registrados nas relações entre os sistemas de falhas da bacia e os elementos de fácies que constituem a

sucessão de rochas sedimentares e/ou vulcânicas que as preenchem. A análise litoestratigráfica baseada nas relações de contato, na arquitetura de fácies e nas direções do transporte sedimentar permite avaliar as condições de deposição e caracterizar a evolução paleogeográfica da bacia. Levantamentos estruturais e geofísicos são fundamentais para reconstruir os processos de evolução espacial e geração de espaço, e para avaliar o significado das estruturas do embasamento no controle dos processos de deposição. Finalmente, informações significativas são obtidas com a determinação geocronológica das idades das unidades, suportadas por estudos de proveniência por zircão detrítico e pela determinação da composição isotópica das unidades magmáticas. A integração desse conjunto de informações permite a análise evolutiva da estratigrafia e uma avaliação precisa do significado tectônico da bacia.

A evolução da porção sudoeste do supercontinente Gondwana envolveu a aglutinação de antigos núcleos continentais durante a formação dos cinturões orogênicos que caracterizam o Ciclo Brasileiro/Pan-Africano (900-540 Ma) (Silva *et al.*, 2005; Saalman *et al.*, 2011; Philipp *et al.*, 2016a, 2018). Na porção sul do Brasil e leste do Uruguai, o Cinturão Dom Feliciano (CDF) compreende uma colagem de domínios oceânicos, arcos magmáticos, sedimentos de margem passiva e núcleos do embasamento, como resultado da colisão entre os crátons Rio de la Plata, Luis Alves e Kalahari (Basei *et al.*, 2000; Saalman *et al.*, 2010; Rapela *et al.*, 2010). A longa evolução de cerca de 400 Ma envolveu quatro eventos orogênicos caracterizados por: (i) magmatismo pré-colisional associado ao desenvolvimento dos arcos Passinho (900-850 Ma), São Gabriel (780-720 Ma) e Porongos (800-750 Ma) e (ii) magmatismo pós-colisional do arco Dom Feliciano (650-540 Ma) (Chemale Jr., 2000; Saalman *et al.*, 2010; Philipp *et al.*, 2016a, 2018).

O episódio final de evolução do cinturão envolveu a formação das bacias de ante-país (*foreland*), caracterizando a evolução de estruturas tardi-orogênicas com a deposição sequências sedimentares e vulcânicas. As bacias do Camaquã (RS), Itajaí (SC) e Arroio del Soldado (Uruguai), estão situadas ao longo da mesma descontinuidade crustal que delimita o Terreno São Gabriel (0,9-0,68 Ga) e o Terreno Tijucas (2,35/2,2-0,8Ga). Esse limite separa, nesta região, as unidades do Cráton Rio de La Plata (Arqueano/Paleoproterozoico) e do Cinturão Dom Feliciano (Neoproterozoico). Essas bacias têm formas alongadas e evolução controlada pela movimentação de zonas de cisalhamento transcorrentes de escala crustal. A Bacia do

Camaquã é constituída por quatro sucessões sedimentares, representadas pelas unidades dos grupos Maricá (630-620 Ma), Bom Jardim (600-590 Ma), Santa Bárbara (580-560 Ma) e Guaritas (540 Ma).

Depositadas em quatro episódios distintos, mas em um mesmo *lócus* deposicional, os três últimos episódios foram acompanhados por intenso vulcanismo, preservado nas rochas das formações Hilário (Grupo Bom Jardim), Acampamento Velho (Grupo Santa Bárbara) e Rodeio Velho (Grupo Guaritas) (Paim *et al.*, 2000, 2014; Chemale Jr. 2000; Wildner *et al.*, 2002; Janikian *et al.*, 2006, 2012; Almeida *et al.*, 2012; Matté *et al.*, 2016; Vedana *et al.*, 2017; Sommer *et al.*, 2017). O primeiro evento vulcânico foi acompanhado por um magmatismo cálcio-alcalino alto-K a shoshonítico, representado pelos granitos Lavras do Sul e Santa Rita, entre outros. O segundo evento de magmatismo, que é o objeto de estudo desse trabalho, inclui as rochas vulcânicas ácidas da Fm. Acampamento Velho e um conjunto de corpos graníticos cronocorrelatos e de composição alcalina com nível de posicionamento muito raso (6-10 km). Os granitos São Sepé, Cerro da Cria, Ramada, São Manoel e Jaguari tem idades no intervalo entre 570-565 Ma, e são contemporâneos ao vulcanismo da Fm. Acampamento Velho.

O objetivo deste trabalho é comparar a composição química entre as rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho e do conjunto de granitos alcalinos (São Sepé, Ramada, Cerro do Cria, São Manoel e Jaguari), e caracterizar as condições de posicionamento dos granitos a partir da integração de dados geológicos e estratigráficos, com as informações obtidas a partir da análise petrográfica de amostras representativas de cada um dos corpos. Essas informações serão avaliadas para discutir a importância deste magmatismo como um dos maiores exemplos mundiais de metamorfismo de contato gerado num contexto orogênico, mas representativo do colapso pós-colisional do cinturão orogênico.

1.1 Localização

A área de estudo está localizada entre os municípios de São Gabriel, Vila Nova do Sul, Caçapava do Sul e São Sepé (Figura 1), na região centro-oeste do estado do Rio Grande do Sul, e compreende porção noroeste da Folha Passo do Salsinho (SH.22-Y-A-I-4), a porção norte da Folha Lagoa da Meia Lua (SH.21-Z-B-VI-2) e a porção sudeste da Folha Vila Nova (SH.22-Y-A-I-3).

A região de estudo está a aproximadamente 300 km de Porto Alegre, com acesso pela BR-116 e BR-290 no sentido oeste. Para acessar área de estudo foi necessário acessar as rodovias RS-392, RS-357, RS-149, BR-473 e outras vias secundárias.

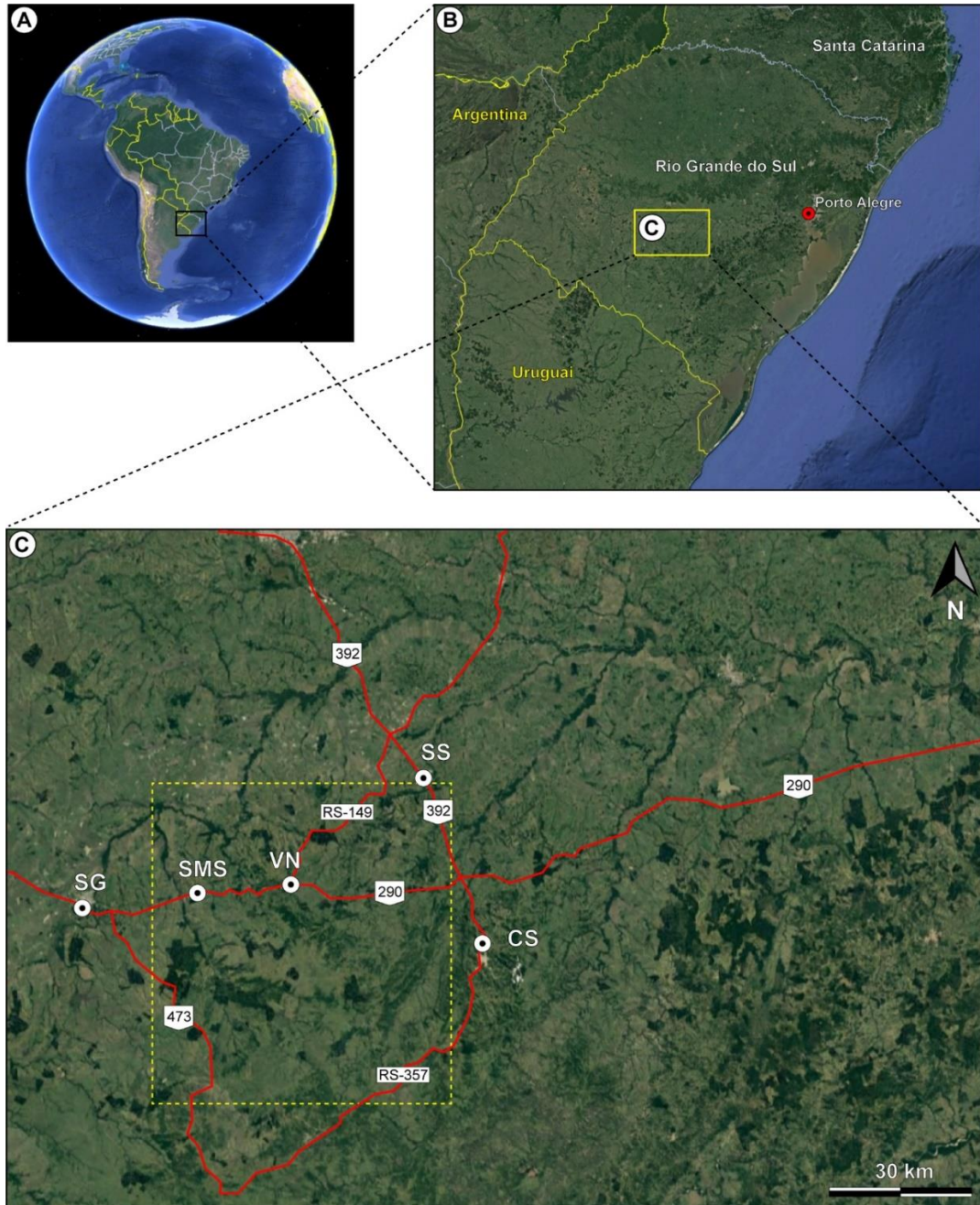


Figura 1: (A) e (B) Localização da área de estudo em relação a América do Sul e ao Rio Grande do Sul. (C) Área de estudo destacada pelo quadrado amarelo e as principais vias de acesso. Cidades: CS-Caçapava do Sul; SMS-Santa Margarida do Sul; SG-São Gabriel; SS-São Sepé; VN-Vila Nova do Sul. (Imagens extraídas do *Google Earth Pro*).

1.2 Justificativa

Os granitos São Sepé, Cerro da Cria, Ramada, São Manoel e Jaguari e as rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho têm sido objeto de estudo desde a década de 1930 (Carvalho, 1932) e ao longo das décadas de 1980, 1990, com investigações associadas ao mapeamento geológico e a caracterização das condições de geração e de posicionamento, bem como análise de associações de fácies. A partir dos anos 2000, as pesquisas envolveram a caracterização da composição química, análises da série magmática e dos processos de diferenciação magmática (Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2003, 2005, 2006; Almeida *et al.*, 2002). Com a disponibilidade da espectrometria de massa, novos dados isotópicos e geocronológicos foram disponibilizados, promovendo o avanço do conhecimento sobre a idade e as fontes do magmatismo (Janikian *et al.*, 2008, 2012; Sommer *et al.*, 2005; Matté *et al.*, 2016; Vedana *et al.*, 2017). Apesar dos dados disponíveis, as investigações sobre as relações petrológicas entre o magmatismo granítico alcalino e as rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho são incipientes.

1.3 Objetivos

O presente trabalho teve como objetivo investigar as relações composicionais e petrológicas entre as rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho e os granitos alcalinos do TSG (São Sepé, Cerro da Cria, Ramada, São Manoel e Jaguari). A partir do banco de dados de composição química, foram analisadas a série magmática, os processos de diferenciação e os ambientes geotectônicos de geração do magmatismo. A integração dos mapas e dos dados estruturais, com as informações geocronológicas e isotópicas disponíveis permitiu avaliar os principais elementos que controlaram o posicionamento e as fontes deste magmatismo, visto a importância da compreensão do período pós-colisional da Orogênese Dom Feliciano. As condições de posicionamento e o nível de colocação dos granitos foram estabelecidos através dos dados da literatura, do mapa geológico integrado, das relações de campo e da análise petrográfica de amostras representativas de cada corpo granítico.

2. ESTADO DA ARTE

2.1 Correlação entre plutonismo e vulcanismo

Os magmas produzidos na Terra podem resfriar lentamente em condições profundas e produzir os granitoides e os gabros, por exemplo, ou podem extravasar na superfície e formar rochas vulcânicas, como os basaltos e os riolitos. Esses dois tipos de rochas compartilham algumas semelhanças, mas também exibem diferenças significativas, originando dois grandes ramos da petrologia ígnea. A caracterização dos ambientes vulcânicos e plutônicos busca preencher essa lacuna para fornecer mais incentivo à integração de dados de todas as rochas ígneas, na tentativa de compreender melhor os processos que levaram à diferenciação magmática do planeta e à geração de uma crosta continental composta essencialmente por minerais do grupo dos silicatos.

Reforçamos fortemente as declarações recentes na literatura sugerindo que a maioria das disparidades entre rochas vulcânicas e plutônicas pode ser resolvida se as rochas vulcânicas forem vistas como regiões ricas em magma ou câmaras magmáticas, expelidas de reservatórios ricos em cristais, e que mais tarde cristalizam para formar plutons. Apesar de muitas tentativas ao longo dos últimos 150 anos de integrar rochas vulcânicas e plutônicas em um quadro comum (Buddington, 1959; Smith, 1960; Lipman, 1984; Wyborn & Chappell, 1986; Miller & Miller, 2002; Clemens, 2003; Metcalf, 2004; Lipman, 2007), os ambientes vulcânicos e plutônicos ainda são considerados por alguns como dois domínios diferentes. Somente em meados do século XX a maioria dos petrólogos aceitou o granito como uma rocha magmática, entretanto, diversos pesquisadores influentes afirmavam que os mecanismos responsáveis pela geração do granito não poderiam se aplicar diretamente à geração de rochas vulcânicas silicosas (Read, 1957). Em contrapartida, muitos petrólogos ígneos como Buddington (1959) e Smith (1960), destacaram as fortes afinidades entre granitoides rasos e o vulcanismo silicoso.

A caracterização das rochas vulcânicas, em função das limitações do tamanho de grão fino da matriz, foi viabilizada pelo uso de análises litoquímicas como um parâmetro importante para a classificação da rocha. No caso das rochas vulcânicas ácidas, a presença de fenocristais normalmente permite o reconhecimento relativamente preciso dos riolitos, riodacitos e dacitos. Entretanto, com a determinação

da composição geoquímica das rochas, abriu-se um mundo de investigações petrológicas, incluindo a classificação da rocha, a definição da série magmática, a avaliação dos processos de diferenciação, como cristalização fracionada, mistura de magmas e a assimilação das encaixantes. A comparação química entre associações magmáticas tornou-se uma ferramenta poderosa na petrologia ígnea.

A relação entre rochas plutônicas e vulcânicas têm sido objeto de observação desde 1700, quando James Hutton destacou a origem dos granitos. No século XIX, Lyell (1838) e Darwin (1844) também correlacionaram a existência de líquidos magmáticos que “injetavam” os batólitos, gerando posterior extrusão do material. Até meados do século XX, embora muitos petrólogos tivessem aceitado a ideia de que granitos eram, de fato, rochas magmáticas, alguns investigadores influentes afirmavam que o modo de geração dos granitos não poderia ser aplicado diretamente às rochas vulcânicas silicosas (Kennedy & Anderson, 1938; Read, 1957; Harris *et al.*, 1970). Como resposta a hipóteses do gênero, muitos petrólogos ígneos (por exemplo, Buddington, 1959 e Smith, 1960) apontaram as fortes relações entre granitoides rasos e rochas vulcânicas silicosas.

Para que a relação entre plutonismo e vulcanismo seja observada, é necessário atentar às suas similaridades. Portanto, rochas plutônicas e vulcânicas devem ter ocorrido na mesma configuração tectônica e, também, devem apresentar relação espacial. A partir da perspectiva da composição geoquímica, as rochas plutônicas e vulcânicas devem ser comparadas a partir de um mesmo intervalo de SiO₂. Fatores como a assimilação de xenólitos das rochas encaixantes, principalmente de rochas pelíticas, quartzo-feldspáticas e mármore, bem como as variações composicionais decorrentes das relações de mistura de magmas, principalmente, processos de hibridização (*mixing*), são fatores que podem comprometer a comparação. No caso dos granitos estudados, que apresentam características de colocação em nível crustal raso, como a ocorrência de cavidades mirolíticas e o intenso metamorfismo de contato das rochas encaixantes, esses processos não são tão efetivos, principalmente a assimilação. Entretanto, sem idades precisas não é possível confirmar essa correlação, sendo necessário, portanto, dados geocronológicos e isotópicos de ambos os tipos litológicos.

Para estabelecer a correlação entre plutons e vulcões, Bachmann *et al.* (2007) indicaram a observação dos seguintes pontos:

(i) *Relação Espacial*

As rochas vulcânicas e plutônicas ocorrem nos mesmos ambientes tectônicos (Buddington, 1959; Smith, 1960). Em locais onde a houve a ação da erosão, a sequência vulcânica e as porções superiores de intrusões estão expostas, sendo possível observar diretamente essa relação (Hamilton & Myers, 1967).

(ii) *Relação Geoquímica e Petrológica*

As rochas vulcânicas e plutônicas têm composições amplas, mas em geral com variação do teor de SiO₂ entre 45% e 75% (percentual em peso), e são constituídas por um grupo restrito de silicatos, que ocorrem com abundâncias modais ligeiramente diferentes. Os principais minerais incluem olivina, clino- e ortopiroxênio e plagioclásio, em rochas mais máficas, e hornblenda, biotita, plagioclásio, K-feldspato e quartzo, em rochas mais félsicas. A partir da obtenção de dados isotópicos, torna-se possível observar se as razões isotópicas entre os tipos litológicos são semelhantes.

(iii) *Relações Geofísicas*

O uso da geofísica auxilia a definir relações de contato, estruturas tectônicas, formas dos corpos, ou ainda quando os níveis de erosão ou a vegetação impedem a observação direta das raízes do vulcanismo ou de um pluton granítico. Os batólitos graníticos podem ser observados a partir de anomalias gravitacionais negativas abaixo das caldeiras fonte dos ignimbritos (Heiken *et al.*, 1990; Masturyono *et al.*, 2001; de Silva *et al.*, 2006). Como exemplo dessa situação, é possível citar as caldeiras dos Andes Centrais, de Yellowstone, do Vesúvio-Campi Flegrei e de Toba (Lutter *et al.*, 1995; Weiland *et al.*, 1995; Zollo *et al.*, 1996; Steck *et al.*, 1998; Miller & Smith, 1999; Auger *et al.*, 2001; Masturyono *et al.*, 2001; Wilson *et al.*, 2003). Além disso, modelos de velocidade das ondas sísmicas em províncias magmáticas indicam uma relação entre os níveis rasos e profundos da crosta, em que os sistemas magmáticos alimentam as caldeiras. Os estudos sísmicos, juntamente com levantamentos gravimétricos e magnetotelúricos (Brasse *et al.*, 2002), sugerem que grandes sistemas vulcânicos ácidos são sustentados por câmaras magmáticas em diferentes profundidades, corroborando com a visão de que províncias vulcânicas são sustentadas por plutons rasos e profundos no registro crustal.

(iv) *Unidades vulcânicas ricas em cristais: plutons remobilizados?*

Em províncias vulcânicas cálcio-alcálicas, grandes depósitos de tufos ricos em cristais estão associados com batólitos granodioríticos (de Silva, 1991; Lindsay *et al.*, 2001; Bachmann *et al.*, 2002; Maughan *et al.*, 2002). Essas unidades vulcânicas fornecem evidências da presença de corpos de magma de vários milhares de km³ com

~45–50% em volume de cristais (Vigneresse *et al.*, 1996; Petford, 2003). Além disso, apresentam características texturais e mineralógicas que lembram plutons: (1) aglomerados cristalinos multi-minerais, (2) abundância modal de hornblenda+titanita (de Silva *et al.*, 1994; Lindsay *et al.*, 2001; Bachmann *et al.*, 2002; Maughan *et al.*, 2002), uma assembleia rara em rochas vulcânicas pobres em cristais (Nakada, 1991; Deer *et al.*, 1992) mas comum em batólitos granodioríticos (Bateman & Chappell, 1979).

A conexão plutono-vulcânica entre as rochas ácidas (> 65% SiO₂) permanece controversa, pois, de um modo geral, os plutons exibem contatos internos complexos, evidenciando inúmeros eventos de intrusão (Wiebe & Collins, 1998; McNulty *et al.*, 2000; Mahan *et al.*, 2003; Zak & Paterson, 2005). Observações de campo e geocronológicas sugerem que grandes plutons são resultado da amalgamação de múltiplos corpos menores e que nunca foram grandes câmaras magmáticas integradas (Glazner *et al.*, 2004, Coleman *et al.*, 2004; Annen *et al.*, 2006). Essas câmaras formam grandes massas cristalinas na crosta superior/média (Bachmann & Bergantz, 2004; Hildreth, 2004; Zak & Paterson, 2005). O crescimento incremental durante longos períodos das câmaras magmáticas rasas é utilizado como um principal argumento para distinguir corpos plutônicos de grandes erupções (Glazner *et al.*, 2004). Algumas evidências sugerem que a maioria das rochas vulcânicas ácidas se originam de câmaras magmáticas de longa duração que cresceram episodicamente. Entretanto, o processo eruptivo apaga toda a evidência textural do posicionamento do magma em profundidade. A evolução térmica complexa de magmas ácidos que é observada pelo zoneamento químico em minerais em rochas vulcânicas (Pallister *et al.*, 1992; Bachmann & Dungan, 2002; Devine *et al.*, 2003; Rutherford & Devine, 2003), os grandes volumes de magma envolvidos em erupções ácidas (> 1000 km³), a prolongada escala de tempo de formação da câmara magmática, conforme indicado pela geocronologia U/Th/Pb de zircão (até 600 mil anos, Reid *et al.*, 1997; Brown & Fletcher, 1999; Miller & Wooden, 2004; Vazquez & Reid, 2004; Bacon & Lowenstern, 2005; Charlier *et al.*, 2005; Bachmann *et al.*, 2007a,b) e as progressões de vulcanismo sugerindo a construção sequencial de plutons compostos ao longo de vários Ma (Grunder *et al.*, 2007) indicam que uma única intrusão não leva a uma grande erupção.

2.2 Uso da composição geoquímica na petrologia ígnea

No caso das rochas vulcânicas, comumente não é possível classificar a rocha com o auxílio de microscópio óptico. Foi a partir dessa dificuldade que os cientistas utilizaram um novo método avaliativo: a geoquímica. No entanto, a geoquímica não fornece apenas a classificação petrográfica das rochas, mas, também fornece pistas para uma série de processos importantes da Terra e do Sistema Solar, incluindo os processos e o tempo de diferenciação planetária, a produção e destruição da litosfera e as relações entre tipos de magma, composição e ambiente tectônico.

2.2.1 Diagramas geoquímicos baseados em elementos maiores

A diferenciação magmática é responsável pela variação composicional de suítes de rochas ígneas, em que um magma parental comum deu origem às diferentes rochas que compõem a suíte. Os processos de diferenciação incluem a cristalização fracionada, a mistura de magmas, e uma terceira variação detectável, que seria variações associadas a assimilação de rochas encaixantes. A cristalização fracionada é um dos mecanismos responsáveis pela diferenciação composicional. Nesse processo, os minerais incorporam elementos compatíveis, diminuindo a concentração desses elementos no fundido. Em contrapartida, o fundido incorpora elementos incompatíveis, que aumentam sua concentração com o decorrer da diferenciação magmática (Figura 2). Devido ao comportamento distinto de cada elemento, torna-se possível avaliar os processos de diferenciação magmática de um grupo de rochas ígneas através de gráficos, cujos eixos são representados pela porcentagem em peso de óxidos distintos e por algum óxido normalizado. Esses gráficos são denominados diagramas de Harker (Harker, 1909).

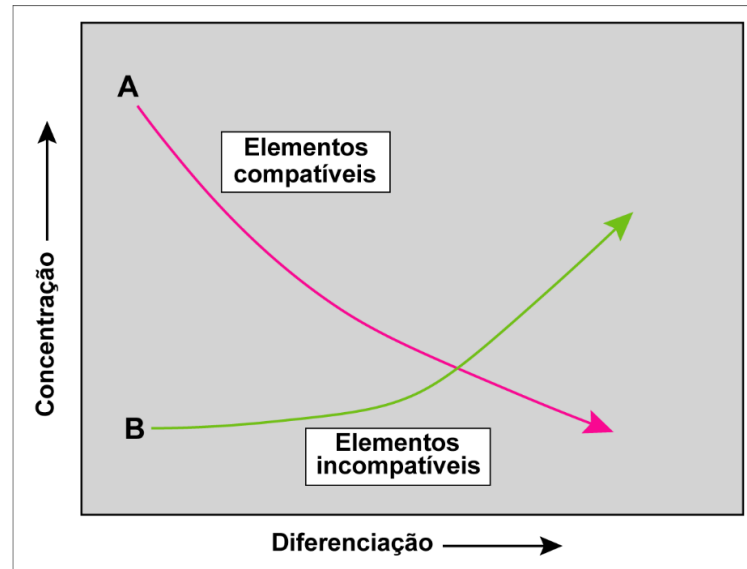


Figura 2: Comportamento de elementos compatíveis (caminho A) e incompatíveis (caminho B) durante a diferenciação de um líquido magmático (modificado de Frost & Frost, 2014).

Pela sua elevada abundância em todos os tipos de rochas ígneas, um dos óxidos normalizados mais utilizados nos diagramas de Harker é a SiO_2 . Os primeiros minerais a cristalizarem em um magma máfico, como olivina, piroxênio e plagioclásio, são pobres em SiO_2 e, com o processo de diferenciação, o resíduo de fusão torna-se enriquecido em SiO_2 (elemento incompatível). Dessa forma, utilizar o SiO_2 para avaliar a variação de outros elementos é muito comum. Nos diagramas de Harker, os óxidos CaO , FeO , MgO e TiO_2 , incorporados nas fases iniciais de cristalização, tendem a diminuir com o aumento do teor de SiO_2 , bem como Al_2O_3 . Os óxidos Na_2O e K_2O geralmente aumentam sua concentração relativa com a elevação do teor de SiO_2 até a cristalização de K-feldspato. Em rochas básicas, porém, o óxido normalizado utilizado é o MgO , pois os processos de diferenciação não afetam tanto o conteúdo de SiO_2 a ponto de serem discerníveis em diagramas. Nesse sentido, a cristalização fracionada em rochas básicas promove a diminuição do MgO , processo contrário ao do SiO_2 que aumenta seu teor ao longo da diferenciação.

Nos diagramas de Harker é possível distinguir suítes de rochas geradas pela cristalização fracionada e pela mistura de magmas. A cristalização fracionada pode ser representada pela Figura 3A, em que um líquido de composição M_1 cristaliza olivina, aumentando o teor de SiO_2 e de Al_2O_3 no resíduo (vetor V_1). Caso o plagioclásio comece a cristalizar em detrimento da olivina, o resíduo seguirá a trajetória do vetor V_2 . Porém, é comum que a olivina e plagioclásio cristalizem

simultaneamente. Dessa forma, o resíduo provavelmente seguirá a trajetória do vetor V_3 . O resultado é a formação de *trends* curvos nos diagramas. Na mistura de magmas (Figura 3B), usando como exemplo um vulcão de composição andesítica com cúpulas dacíticas e/ou riolíticas, os teores de Al_2O_3 , CaO e K_2O formam um *trend* linear, sugerindo que o dacito pode ser sido gerado pela mistura de magma andesítico (que ascendeu na crosta a partir de grandes profundidades) e riolítico (derivado da crosta). No caso da assimilação, as rochas encaixantes mais propensas a esse processo são as rochas pelíticas, quartzo-feldspáticas e os mármore/calcários, pois apresentam minerais de baixo ponto de fusão. A assimilação de rochas pelíticas poderia afetar o comportamento do Al_2O_3 e do K_2O , enquanto os mármore alterariam o comportamento e os teores de CaO e MgO. As rochas quartzo-feldspáticas produzem efeitos pouco identificáveis. A assimilação deve ainda levar em conta dois fatores potenciais que limitam o processo em câmaras magmáticas mais rasas, a perda de calor do magma pela assimilação e o aumento da viscosidade pela perda de calor.

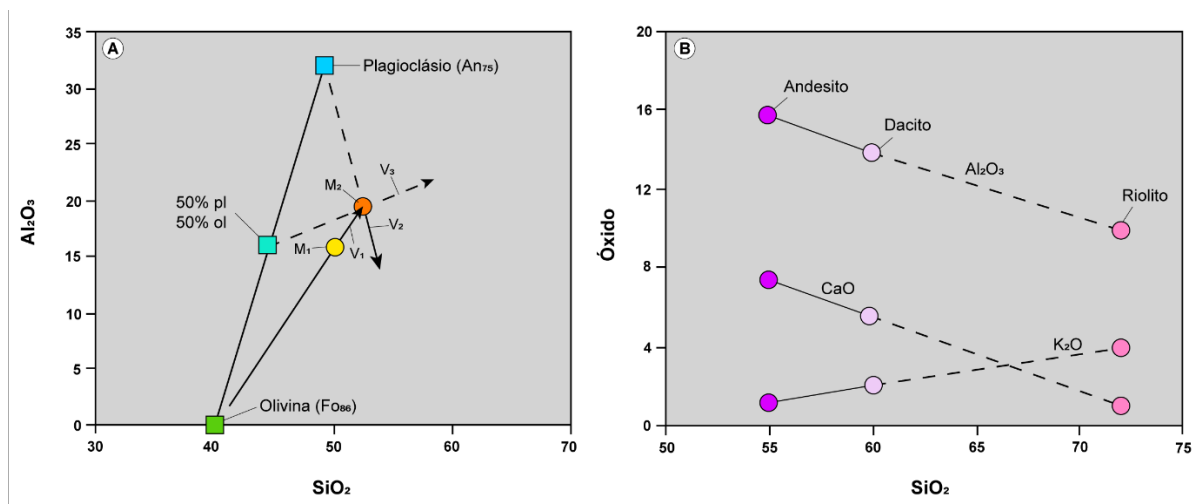


Figura 3: Diagramas de Harker mostrando (A) *trends* de cristalização fracionada e (B) origem de um dacito pela mistura de magmas andesíticos e riolíticos (modificado de Frost & Frost, 2014).

2.2.2 Índices de diferenciação

Assim como os diagramas de variação geoquímicos, os índices de diferenciação auxiliam a compreender a evolução de um magma com relação aos processos de diferenciação. A maioria dos índices é baseada em elementos maiores. Os índices de diferenciação abaixo vêm sendo utilizados a muitas décadas, auxiliando

na identificação de séries magmáticas e dos processos responsáveis pela diferenciação magmática.

Índice Álcali-Cálcico

Peacock (1931) introduziu o Índice Álcali-Cálcico para avaliar o papel dos feldspatos na diferenciação de um magma, considerando o comportamento dos teores de CaO, Na₂O e K₂O. Quando o teor de CaO é elevado em relação ao Na₂O e ao K₂O, o primeiro feldspato a cristalizar será rico no componente anortita (CaAl₂Si₂O₈). Como consequência, o resíduo fica relativamente enriquecido em SiO₂ e empobrecido em Al₂O₃. Entretanto, se o conteúdo de Na₂O e K₂O for maior em comparação com o CaO, o primeiro feldspato a cristalizar será rico em NaAlSi₃O₈ (albita) e KAlSi₃O₈ (K-feldspato), deixando o resíduo pobre em SiO₂ e rico em Al₂O₃. Portanto, as rochas cálcicas tendem a se diferenciar de composições enriquecidas em sílica, ao passo que as rochas alcalinas se diferenciam a partir de composições pobres em sílica.

Na maior parte das rochas ígneas, o CaO diminui com o aumento de SiO₂, ao passo que Na₂O e K₂O aumentam sua concentração. Dessa forma, com o aumento do teor de sílica, as curvas dos teores de CaO e de Na₂O+K₂O se cruzam em um diagrama de Harker. O Índice Álcali-Cálcico representa o teor de SiO₂ no cruzamento das curvas dos álcalis. A partir desse índice, quatro denominações foram elaboradas de acordo com a alcalinidade das rochas: alcalino, álcali-cálcico, cálcio-alcalino e cálcico. Contudo, o Índice Álcali-Cálcico de Peacock apresenta alguns problemas em suítes, como pouca variação dos teores de SiO₂ e na comparação de muitos grupos de rochas em um único diagrama (dificultando a visualização). Em resposta a esses problemas, Frost *et al.* (2001) sugeriram o Índice Álcali-Cálcico Modificado (MALI), em que no teor de SiO₂ onde as curvas de CaO e Na₂O + K₂O se cruzam o índice é 0,0. Na representação gráfica do índice, as rochas alcalinas, álcali-cálcicas, cálcio-alcalinas e cálcicas apresentam campos distintos (Figura 4).

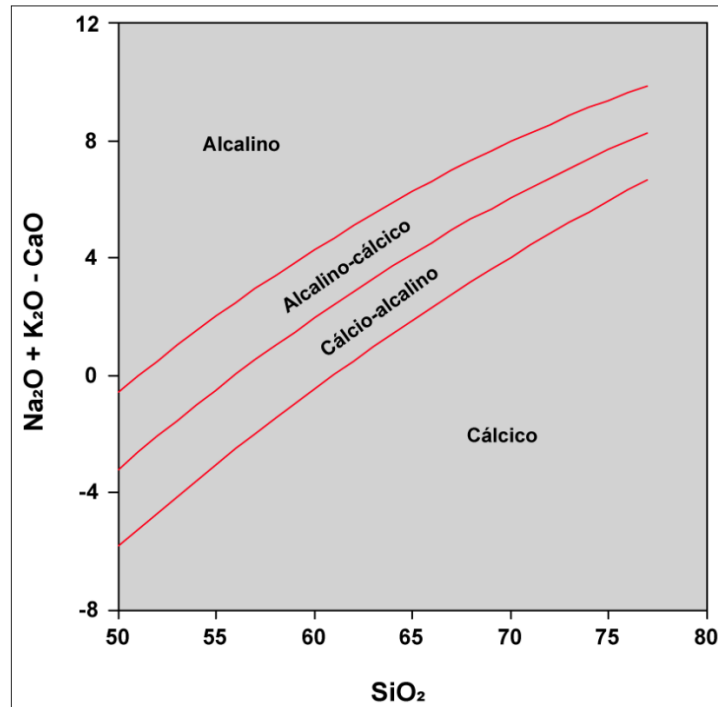


Figura 4: Índice álcali-cálcico de Frost *et al.* (2001) (modificado de Frost & Frost, 2014).

Índice de Enriquecimento em Ferro

O Índice de Enriquecimento em Ferro mede até que ponto o ferro total (FeO, Fe₂O₃ e TiO₂) foi enriquecido em relação ao MgO, durante a diferenciação magmática (Frost & Frost, 2001). O enriquecimento em ferro ocorre durante o início do fracionamento em magmas basálticos, visto que a magnetita e ilmenita cristalizam, porém, como se torna compatível, diminui com a diferenciação. Miyashiro (1974) denominou a diferenciação a partir do enriquecimento em ferro de *trend* Skaergaard, enquanto o empobrecimento em ferro foi denominado *trend* Cascade. Frost *et al.* (2001) renomearam esses *trends* para férrico/ferroso e magnésiano. O *trend* férrico/ferroso compreende rochas que são enriquecidas em ferro antes de enriquecerem em álcalis, ao passo que o *trend* magnésiano inclui rochas com enriquecimento mínimo em ferro. Nesse sentido, fundidos relativamente reduzidos, que não apresentam cristalização de magnetita, originam rochas de composição férrica/ferrosa, enquanto os fundidos oxidados seguem uma tendência mais magnésiana. A cristalização de biotita e hornblenda também influencia no índice, uma vez que os dois minerais podem acomodar quantidades consideráveis de Fe³⁺ e Fe²⁺, inibindo o enriquecimento em ferro.

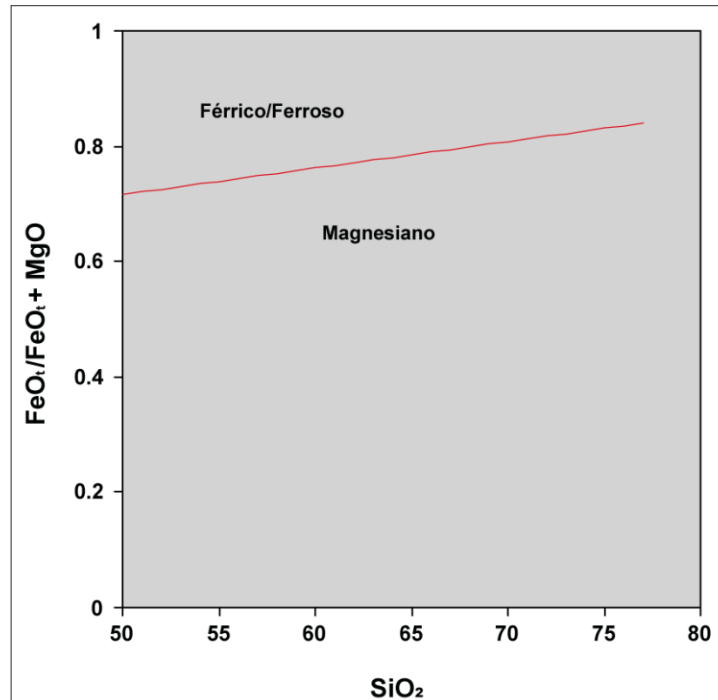


Figura 5: Índice de Enriquecimento em Ferro de Frost *et al.* (2001) (modificado de Frost & Frost, 2014).

Índice de Saturação em Alumínio

O Índice de Saturação em Alumínio (ASI) foi originalmente definido por Shand (1943) e indica se há excesso de álcalis ou de alumínio (Tabela 1). As rochas graníticas podem ser classificadas como metaluminosas, peraluminosas ou peralcalinas. Os minerais encontrados nos granitos apresentam Índice de Saturação em Alumínio distintos. Os feldspatos apresentam ASI igual a 1,0, refletindo o equilíbrio entre os álcalis e o alumínio. A augita e hornblenda apresentam teores significativos de cálcio e, desse modo, apresentam ASI muito baixos. A biotita idealmente apresentaria ASI igual a 1,0, porém, o ferro é substituído por alumínio, tornando-a fracamente peraluminosa. A muscovita, sillimanita, granada e cordierita são fortemente peraluminosas. Por outro lado, as rochas básicas são classificadas, principalmente, como metaluminosas.

Tabela 1: classificação das rochas de acordo com o Índice de Saturação em Alumínio.

Índice de Saturação em Alumínio (em mols)	Nomenclatura
$Al/(Ca+Na+K) > 1,0$	Peraluminoso
$Al/(Ca+Na+K) < 1,0$ e $(Na+K) < Al$	Metaluminoso
$(Na+K) > Al$	Peralcalino

Índice de Alcalinidade

O Índice de Alcalinidade (AI) expressa a abundância relativa de álcalis e alumínio. As rochas alcalinas apresentam teores de álcalis mais elevados do que pode ser acomodado pelos feldspatos (Shand, 1943). Foram descritos três subgrupos para rochas alcalinas (Sorensen, 1974). O primeiro subgrupo apresenta teor de sílica adequado, porém é empobrecido em Al_2O_3 , possibilitando a formação de piroxênios (aegirina) e anfibólios sódicos (arfvedsonita, riebeckita) e a geração de granitos peralcalinos e seus representantes vulcânicos. No segundo subgrupo o teor de alumina é adequado, mas a sílica é deficiente. Como resultado, ocorrem feldspatoides, micas, hornblenda e/ou augita e rochas como nefelina sienitos são geradas. Esse subgrupo apresenta caráter metaluminoso. O último subgrupo apresenta empobrecimento em sílica e em alumina, em que são formados feldspatoides e piroxênios e/ou anfibólios sódicos. O resultado são rochas peralcalinas, como nefelina sienitos. Para distinguir entre os três subgrupos de rochas alcalinas, Frost & Frost (2008) elaboraram o Índice de Saturação em Sílica Feldspatoide (FSSI), que relaciona os conteúdos normativos de quartzo, leucita e nefelina. O FSSI é positivo para rochas saturadas em quartzo, expressando o excesso de sílica. Para rochas subsaturadas o FSSI representa a quantidade de sílica que deve ser adicionada ao sistema para que o transformar em saturado em sílica.

2.2.3 Diagramas geoquímicos baseados em elementos traço

Os elementos traço compreendem aqueles elementos cuja concentração na rocha é menor que 0,1% (< 1000 ppm) em peso e incluem os metais de transição, os ETRs, além de Cs, Rb, Ba, Sr, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Pb, Th, e U. São utilizados para identificar e quantificar os processos de cristalização fracionada e fusão parcial, pois apresentam um intervalo de composição muito maior do que os elementos maiores. O Sr, por exemplo, apresenta concentração variando entre 10 e 1000 ppm em uma rocha, enquanto o CaO varia entre 0 e 10% em peso. Como o Sr apresenta semelhanças químicas com o Ca, os processos que afetam a concentração de Ca podem afetar o Sr, porém, em uma magnitude muito maior, facilitando a identificação do processo. Os elementos traço são particionados entre minerais e magma, devido a sua baixa concentração, de acordo com a relação:

$$D = \frac{C_i^{mineral}}{C_i^{fundido}} \quad (1),$$

onde D é o coeficiente de partição e C_i é a concentração do elemento traço no mineral e no líquido (fusão). O coeficiente de partição pode ser obtido através de rochas vulcânicas, em que se compara a concentração de um elemento traço no fenocristal com a sua concentração na matriz vítrea ou cristalina, ou através de outros experimentos. O coeficiente de partição se refere ao mineral e o meio onde ele cristalizou. Entretanto, os magmas estão em equilíbrio com mais de uma fase mineral enquanto cristalizam. Dessa maneira, utiliza-se o coeficiente de distribuição (D_B), que é calculado a partir das proporções em peso (w) de cada mineral presente na assembleia e é diretamente proporcional ao D:

$$D_B = \sum_{i=1}^n w_i D_i \quad (2)$$

Elementos compatíveis apresentam D_B (ou D) maior que 1, enquanto elementos incompatíveis possuem D_B (ou D) menor que 1.

Os elementos traço podem ser representados em diagramas de Harker, de maneira semelhante aos elementos maiores. Os ETRs constituem os elementos traços mais utilizados. Em diagramas, são plotados em grupo e organizados pelo aumento do número atômico no eixo x, enquanto no eixo y é representada a concentração do elemento na amostra dividida pela sua concentração em meteoritos condríticos primitivos. Na Figura 6, as amostras formam curvas suaves, com exceção do Eu, que é único elemento presente nos magmas no estado de oxidação +2. A anomalia positiva de Eu indica cristalização de plagioclásio.

Muitos investigadores adaptaram e/ou criaram diagramas geoquímicos para correlacionar a composição química dos elementos traços com os tipos de ambientes tectônicos, incluindo os granitos de arcos magmáticos, de fusão crustal associada a metamorfismo de alto grau, de dorsais meso-oceânicas e de riftes continentais intraplaca. Entretanto, a ampla variedade de tipos de fontes e de processos de fusão, além da superposição por processos metamórficos, dificultam a discriminação em diagramas. Pearce *et al.* (1984) elaboraram alguns dos diagramas mais utilizados para

discriminar os ambientes tectônicos das rochas granitoides utilizando os teores de Rb, Nb, Y, Yb e Ta. Nesses diagramas, os granitoides podem ser classificados como sin-colisionais (SYN-COLG), intraplaca (WPG), de cadeia meso-oceânica (ORG) e de arco vulcânico (VAG). Após ampla discussão promovida por Liegeois (1998) e Liegeois *et al.* (1998) sobre a influência do colapso do cinturão orogênico na geração do magmatismo do ambiente pós-colisional, Pearce (1996) incluiu granitoides pós-colisionais nos seus clássicos diagramas (Figura 7). Harris *et al.* (1986) também contribuíram para a distinção de granitoides de distintos ambientes tectônicos através da utilização de elementos traço.

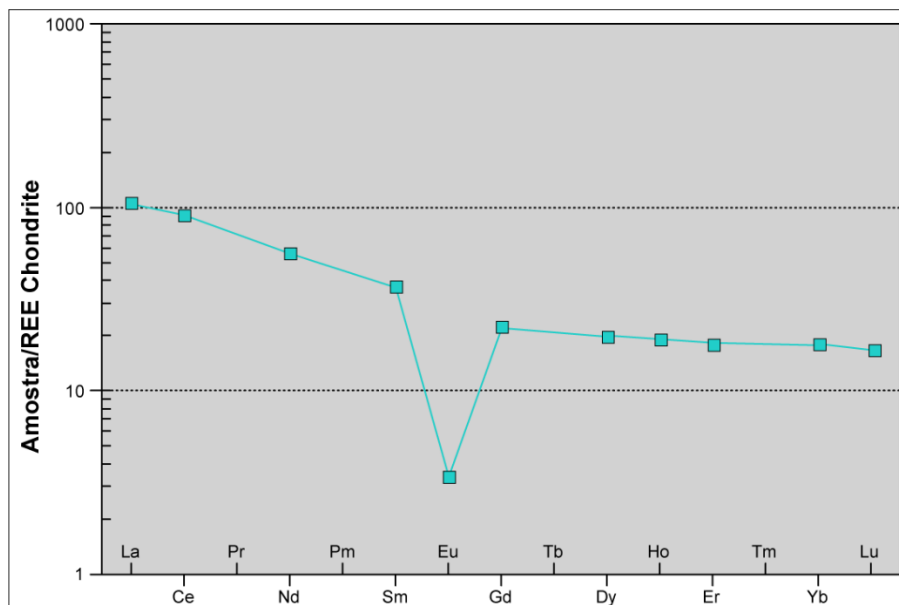


Figura 6: Diagrama de elementos terras raras normalizado pelo condrito (Boynton, 1984) mostrando a anomalia negativa em Eu (modificado de Frost & Frost, 2014).

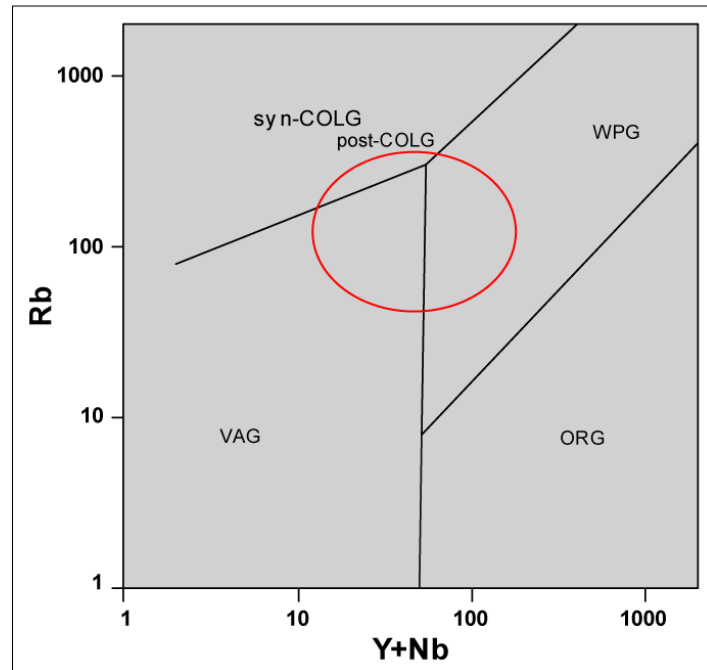


Figura 7: Diagrama Rb versus Y+Nb que discrimina a configuração tectônica dos granitos (modificado de Pearce, 1996).

2.3 Séries Magmáticas

As séries magmáticas constituem grupos de rochas cujas características químicas e mineralógicas sugerem uma relação genética comum (Winter, 2014). Desde o século XIX, investigadores tentam identificar e classificar as séries magmáticas, inicialmente através de características mineralógicas e do modo de ocorrência em campo (Iddings, 1895), e posteriormente, com o avanço do pensamento científico, através das características químicas, em especial a alcalinidade ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) e o teor de sílica (Tilley, 1950; MacDonald & Katsura, 1964; Irvine & Baragar, 1971; Middlemost, 1975; Peccerillo & Taylor, 1976; Le Maitre, 1984; Le Bas *et al.*, 1986).

Em diagramas geoquímicos discriminantes, cada série magmática apresenta um padrão evolutivo distinto. No diagrama TAS (Figura 8), Nardi (2016) reuniu as principais séries magmáticas com base nos conceitos desenvolvidos por Girod (1978), Lameyre & Bowden (1982) e Wilson (1989). São reconhecidas as séries alcalinas e subalcalinas. A primeira é subdividida em alcalina subsaturada em sílica, alcalina sódica saturada em sílica, shoshonítica e alcalina ultrapotássica saturada em sílica, enquanto a série subalcalina, é subdividida em toleítica, cálcio-alcalina e komatiítica.

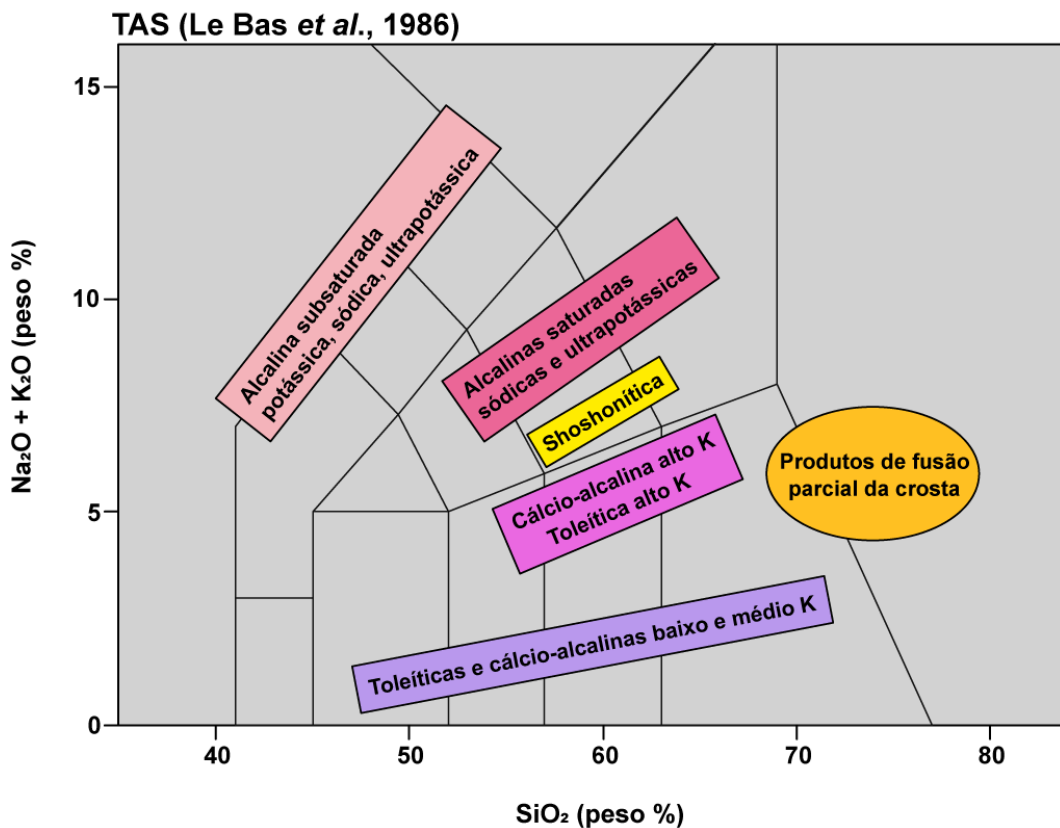


Figura 8: Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) e as principais séries magmáticas (adaptado de Nardi, 2016).

2.3.1 Séries alcalinas

A série alcalina subsaturada possui como principal característica a presença de feldspatoides e, conseqüentemente, a ausência de quartzo. Portanto, essa série magmática não pode ser representada por granitos. Os membros vulcânicos da série consistem em foiditos, fonolitos, fonotefritos, basaltos picríticos e tefritos fonolíticos.

A série alcalina sódica saturada em sílica apresenta como membros vulcânicos os hawaiitos, mugearitos, benmoreitos e riolitos (Le Maitre, 2002) e como membros plutônicos os gabros, sienitos, quartzo sienitos, feldspato alcalino granitos e granitos. As rochas pertencentes a essa série podem ser classificadas como metaluminosas ou peralcalinas, em que os granitos, especificamente, apresentam maior tendência a serem metaluminosos (Nardi, 1991).

A série shoshonítica é representada pelos membros plutônicos gabros, dioritos, monzodioritos, monzonitos, quartzo monzonitos e granitos, e pelos membros vulcânicos traquibasaltos potássicos, shoshonitos, latitos, traquitos e riolitos. Essa série é predominantemente álcali-cálcica (Peacock, 1934) e metaluminosa (Shand, 1947)

e apresenta enriquecimento em Sr, Ba, Rb e em outros elementos litófilos de baixo potencial iônico, bem como em ETRs leves. O enriquecimento relativo em K em termos intermediários a básicos é diagnóstico da série shoshonítica, porém, termos mais diferenciados, com teor de sílica acima de 63%, não apresentam essa característica.

A série alcalina ultrapotássica saturada em sílica é caracterizada pela razão K_2O/Na_2O superior a 2 (Plá Cid & Nardi, 2006) e tem como representantes plutônicos pertita/K-feldspato granitos, feldspato alcalino sienitos, quartzo sienitos, granitos metaluminosos sódicos, gabros e dioritos, além de lamprófiros, lamproítos e kimberlitos. Os granitoides pertencentes a essa série magmática são frequentemente encontrados em ambientes pós-colisionais ou anorogênicos.

2.3.2 Séries subalcalinas

A série toleítica é caracterizada pelos membros intrusivos gabros, quartzo-gabros, tonalitos e trondhjemitos, e pelos membros extrusivos basaltos subsaturados em sílica, basaltos saturados em sílica e dacitos. No diagrama TAS (Figura 2), essa série é subdividida na série toleítica de ambientes oceânicos e na série toleítica continental, situadas na base e no topo do campo das rochas subalcalinas, respectivamente. As rochas toleíticas oceânicas ocorrem em assoalhos oceânicos e cadeias meso-oceânicas e são empobrecidas em K, Rb, Ba, Sr e ETRs leves, enquanto as rochas toleíticas continentais ocorrem em ambientes anorogênicos intraplaca continentais (em riftes ou como *Continental Flood Basalts*) e são enriquecidas nesses elementos. As rochas toleíticas ácidas médio a alto-K ocorrem nas associações de platôs continentais (*Continental Flood Basalts*). São empobrecidas em Al_2O_3 (> 14%) em relação a sílica (70%) e apresentam alta razão FeO/MgO . Uma das características principais da série toleítica é o enriquecimento em ferro no diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971), que ocorre devido a cristalização de olivina e piroxênio magnesianos, deslocando a composição do magma para o vértice F, além do empobrecimento em Al_2O_3 em relação as rochas cálcio-alcalinas.

A série cálcio-alcalina apresenta como membros plutônicos os dioritos, quartzo monzodioritos, granodioritos e granitos, correspondendo aos membros vulcânicas basaltos, andesitos, dacitos e riolitos. Quando os tonalitos e trondhjemitos são incluídos em detrimento dos granitos, ocorre a associação do tipo TTG, típica de arcos

magmáticos. As rochas da série cálcio-alcálicas são classificadas como cálcio-alcálicas e cálcicas, apresentando uma tendência a serem álcali-cálcicas com o aumento de K, de acordo com o diagrama de Peacock (1931). Além disso, apresentam um *trend* positivo entre Sr, Ba, Rb e ETRs leves e K, enriquecendo nesses elementos a partir da série de baixo-K até alto-K. Outros elementos como Ti, P, Zr, Nb e ETRs pesados apresentam enriquecimento leve, porém, com valores baixos. Como enfatizado anteriormente, as rochas da série cálcio-alcálica são enriquecidas em Al_2O_3 e apresentam empobrecimento em ferro quando comparadas com as rochas toleíticas em um diagrama AFM. Isso ocorre devido ao alto conteúdo de H_2O (2-4%) nos magmas cálcio-alcálicos e a alta fugacidade de O_2 , que promovem a redução do campo de estabilidade do plagioclásio e levam a cristalização de anfibólio e magnetita.

A série komatiítica é composta por komatiitos, rochas vulcânicas com 53% em peso de SiO_2 , teor de MgO superior a 18% e TiO_2 menor que 1%, e por boninitos, que são rochas intermediárias. As rochas da série komatiítica podem evoluir até termos mais diferenciados, como dacitos, e são datadas do Arqueano, em que sua gênese está relacionada a fusão do manto empobrecido em ETRs leves.

2.4 Uso da composição petrográfica na petrologia ígnea

O diagrama QAP (Streckeisen, 1976), com base nas proporções modais de quartzo, K-feldspato e plagioclásio, fornece uma classificação sistemática para rochas vulcânicas e plutônicas. A partir do diagrama QAP, Lameyre & Bowden (1982) identificaram três séries magmáticas graníticas, denominadas a série cálcio-alcálica, alcálica, toleítica, e o campo de granitos de fusão crustal (Figura 9).

A série cálcio-alcálica está relacionada de modo dominante ao magmatismo associado as zonas de subducção e ao desenvolvimento de orógenos acrescionários. A partir do grau de desenvolvimento da série sua subdivisão reflete o conhecimento das séries geoquímicas cálcio-alcálica baixo-K (trondhjemitica), médio-K (granodiorítica) e alto-K (monzonítica). Os termos cálcio-alcálicos baixo-K e médio-K são vinculados com arcos de ilhas e arcos de margem continental ativa. Os termos alto-K ocorrem tanto em arcos magmáticos, como também em orógenos colisionais, onde a fusão parcial da crosta continental inferior gera magmas com afinidade cálcio-alcálica alto-K, em geral peraluminosos. Nessa série magmática, a cristalização de minerais ferromagnesianos como o clinopiroxênio (augita), anfibólio (hornblenda),

biotita e óxidos de ferro e titânio controlam a posição modal de uma amostra no diagrama QAP. Por exemplo, a cristalização de óxidos de ferro e titânio, a partir de um líquido de mesma composição, permite que o K_2O seja suficiente para a cristalização de K-feldspato, deslocando a composição modal para o vértice A. A série cálcio-alcálica baixo-K (ou trondhjemítica no QAP de Lameyre & Bowden, 1982) contém até 2% em peso de K_2O , e está representada pela sequência gabro, diorito, tonalito e trondhjemito. Estes termos são diretamente influenciados pela cristalização inicial de hornblenda, seguida de biotita e do plagioclásio, o que promove o deslocamento do líquido magmático gabróico para composições tonalíticas/trondhjemíticas. A série cálcio-alcálica médio-K (ou granodiorítica no QAP de Lameyre & Bowden, 1982) é representada pela associação gabro, quartzo gabro, diorito, quartzo diorito, monzogabro, monzodiorito, granodiorito e granito. A série cálcio-alcálica alto-K (ou monzonítica no QAP de Lameyre & Bowden, 1982) é caracterizada pela sequência contendo gabros, monzogabros, monzodioritos, monzonitos, quartzo monzonitos e monzogranitos. O enriquecimento em quartzo ocorre apenas na parte intermediária da sequência, a partir do monzonito, sugerindo o fracionamento de clinopiroxênio do tipo augita e anfibólio rico em sílica como a hornblenda, limitando o enriquecimento dos líquidos residuais em SiO_2 .

A série alcálica é representada pela associação gabros-monzonitos-sienitos-feldspato alcálico sienitos-feldspato alcálico granitos que ocorre em ambientes anorogênicos intraplaca continental ou oceânico. No diagrama QAP, as rochas pertencentes a essa série estão paralelas e acima da linha de saturação em sílica AP.

A série toleítica é caracterizada pela ausência de K-feldspato e segue a linha QP no diagrama QAP, porém, acima de 40% em volume de quartzo modal, as amostras plotam do lado QA, devido a composição albítica do feldspato.

O campo dos granitos de fusão crustal consiste em termos como leucogranitos, alaskitos (ricos em albita) e leucogranodioritos (ricos em oligoclásio). Frequentemente apresentam xenólitos metassedimentares de composição aluminosa e quartzo-feldspática, com rara ocorrência de enclaves ígneos básicos. Esse grupo também inclui migmatitos leucocráticos, que apresentam afinidade peraluminosa e são compostos por K-feldspato e por feldspato alcálico rico em albita, além de teores muito baixos de minerais ferromagnesianos e empobrecidos em CaO. As rochas que compõem o grupo são representadas no diagrama QAP em um campo alinhado com

a linha AP, localizado entre 20 e 60% de quartzo, podendo ser deslocado para linha AQ.

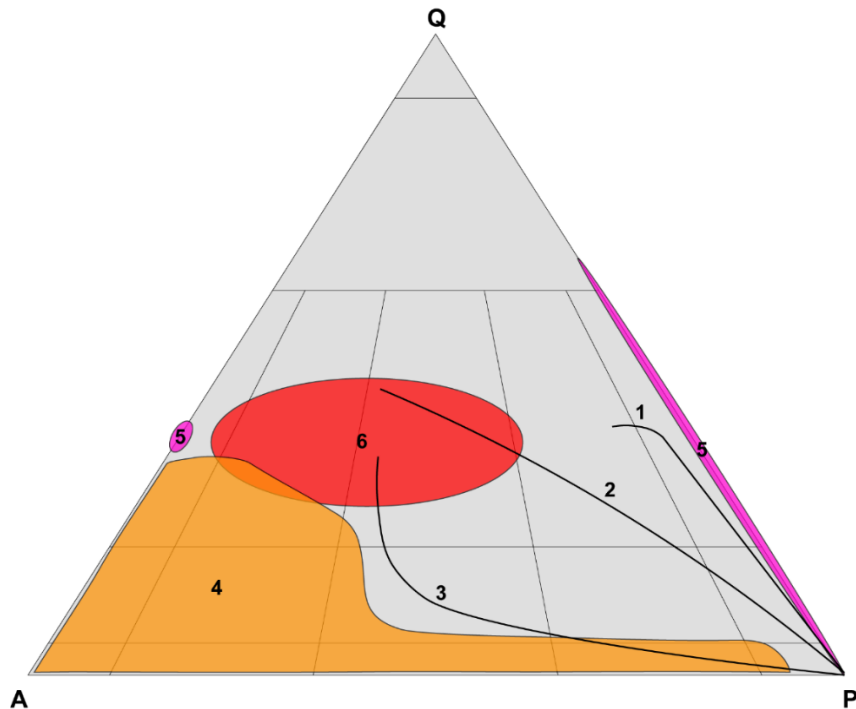


Figura 9: Representação dos *trends* das séries magmáticas propostos por Lameyre & Bowden (1982) e representadas no diagrama QAP de Streckeisen (1976). 1-série cálcio-alcálica trondjemítica, 2-série cálcio-alcálica granodiorítica, 3-série cálcio-alcálica monzonítica, 4-série alcálica, 5-série toleítica e 6-granitos de fusão crustal (modificado de Lameyre & Bowden, 1982).

2.5 Contexto geológico

2.5.1 Cinturão Dom Feliciano

O Cinturão Dom Feliciano (CDF) constitui a porção sul da Província Mantiqueira, estendendo-se desde a porção leste do estado de Santa Catarina até o Leste do Uruguai. As unidades que compreendem o CDF no Rio Grande do Sul, de oeste a leste, são o Terreno São Gabriel (TSG), o Terreno Tijucas (TTj) e o Batólito Pelotas (BP) (Figura 10). O TSG, porção noroeste do CDF, abrange dois arcos juvenis com magmatismo preservado em complexos metaplutônicos e metavulcano-sedimentares gerados durante o Toniano, intercalados com complexos ofiolíticos e cobertos parcialmente por uma bacia pós-colisional. O início de sua formação se deu a partir de fragmentação do Supercontinente Rodínia, dando origem ao Oceano Charrua (950-900 Ma), situado entre o Cráton Rio de La Plata (CRLP) e o Terreno

Nico Perez (TNP) (Philipp *et al.*, 2016a, 2018). O processo de fechamento desse oceano gerou um primeiro arco de ilhas entre 900 e 850 Ma (Arco Passinho), e um arco de margem continental ativa (Arco de São Gabriel) entre 780 e 720 Ma. A colisão entre os crátons CRLP e TNP ocorreu entre 710 e 700 Ma, envolvendo a colagem de domínios oceânicos, associações de arco magmático e rochas do embasamento (Philipp *et al.*, 2018, 2021). O TTj ocupa a porção central do CDF e é constituído por *inliers* do embasamento (ortognaisses paleoproterozoicos do Complexo Encantadas e do Complexo Vigia), pelo Metagranito Seival, pelo Anfibolito Tupi Silveira e por rochas metavulcânicas e metassedimentares do Complexo Porongos. O BP constitui parte da porção leste do CDF e consiste em um complexo plutônico formado por suítes de granitóides com granitos como termos dominantes, e granodioritos, dioritos e gabros subordinados. As unidades plutônicas estão ainda cortadas por enxames de diques de riolitos e diabásios. Entre 650 e 550 Ma, a formação do batólito ocorreu durante e após o período colisional que caracterizou o clímax da Orogenia Dom Feliciano, associado com intensa anatexia crustal promovida pela injeção de magmas mantélicos (Philipp *et al.*, 2016a).

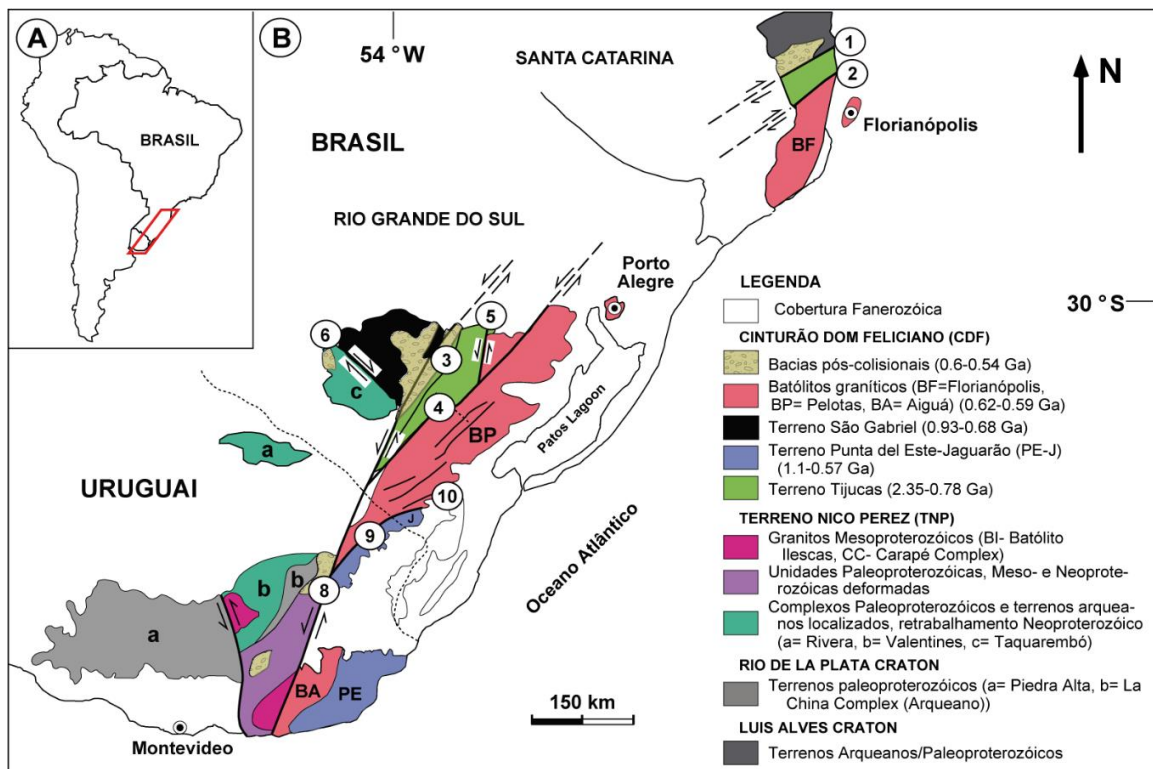


Figura 10: A) Localização do Cinturão Dom Feliciano na América do Sul; B) Mapa geotectônico da porção sul da Província da Mantiqueira, mostrando as unidades do Cinturão Dom Feliciano e do Terreno Nico Perez. Zonas de cisalhamento: 1 - Itajaí-Perimóbo, 2 - Major Gercino, 3 - Santana da Boa

Vista, 4 - Dorsal de Canguçu, 5 - Passo do Marinheiro, 6 - Ibaré, 7 - Sarandi Del Y, 8 - Sierra Ballena, 9 - Cerro Amaro e 10 - Arroio Grande (modificado de Philipp *et al.*, 2021).

2.5.2 Terreno São Gabriel

O Terreno São Gabriel ocupa uma área de aproximadamente 6600 km², na região NW do CDF, e é limitado ao sul pela Zona de Cisalhamento Ibaré e a leste pela Zona de Cisalhamento Caçapava do Sul. O TSG compreende dois arcos magmáticos juvenis de idade toniana, o Arco Passinho e o Arco São Gabriel, intercalados com complexos ofiolíticos, complexos supracrustais com rochas metassedimentares oceânicas e de margem passiva. O Arco Passinho compreende os ortognaisses do Complexo Imbicuí (900-850 Ma), enquanto Arco São Gabriel é representado pelas rochas metavulcano-sedimentares do Complexo Bossoroca (780-760 Ma) e pelos ortognaisses e metagranitoides do Complexo Cambaí (750-720 Ma). Essas unidades apresentam afinidade cálcio-alcálica de baixo a médio-K, e composição isotópica de Sr, Nd e Hf é representativa de arcos intraoceânicos e continentais (Saalmann *et al.*, 2005, 2006, 2006; Hartmann *et al.*, 2011; Laux *et al.*, 2017; Philipp *et al.*, 2018). O conjunto intrusivo de granodioritos, dioritos e gabros tardi- e pós-colisionais constituem a Suíte Lagoa da Meia Lua (700-680 Ma) (Philipp *et al.*, 2016a, 2018).

Na porção sul do TSG, estendendo-se ao longo do limite do TSG e dos terrenos Taquarembó e Tijucas, estão localizados os complexos Coxilha do Batovi e Marmeleiro, estendendo-se para leste até o Complexo Passo Feio, representando uma associação de margem passiva constituída por quartzitos, metarenitos ricos em quartzo, metapelitos, mármore e xistos calci-silicáticos, com raras lentes de rochas metavulcânicas e formações ferríferas bandadas com idades do Mesoproterozoico (Laux *et al.*, 2017; Philipp *et al.*, 2021).

Os complexos Cambaizinho, Ibaré, Pontas do Salso e Bossoroca representam rochas relacionadas aos arcos magmáticos do Toniano (Philipp *et al.*, 2021). O Complexo Cambaizinho ocorre como corpos contínuos de direção N20°E e como xenólitos e roof pendants no Complexo Cambaí e na Suíte Lagoa da Meia Lua. Consiste na unidade mais antiga relacionada ao arco e é composto por paragnaisses quartzo-feldspáticos, gnaisses pelíticos e calci-silicáticos, mármore e quartzitos, intercalados com xistos magnesianos, serpentinitos, metaperidotitos, metagabros, metapiroxenitos. As condições metamórficas variam de fácies anfíbolito inferior a superior (Philipp *et al.*, 2018). Posteriormente, as unidades do complexo foram

afetadas pelo metamorfismo de contato dos granitos São Sepé, Cerro da Cria, Ramada e São Manoel. O Complexo Ibaré é composto por camadas com estrutura plano-paralelas de metarenitos e de metassiltitos feldspáticos, e por lentes de metarenitos conglomeráticos matriz suportados. Essas rochas são intercaladas com rochas metaultramáficas e com plagiogranitos do Ofiolito Ibaré (Arena *et al.*, 2017). Essas rochas registram um evento de metamorfismo orogênico de fácies xisto verde inferior a superior, e posteriormente, metamorfismo de contato do Granito Santa Rita e Jaguari. O Complexo Pontas do Salso é constituído por metarenitos epiclásticos e metassiltitos intercalados com metapelitos e lentes de metarenitos conglomeráticos, e com lentes de metatufos a cristal e metatufos líticos de composição dacítica (Vedana *et al.*, 2017). Essas rochas foram afetadas por metamorfismo orogênico de fácies xisto verde inferior a superior, e pelo metamorfismo de contato do Granito Jaguari (Leães, 2021; Leães *et al.*, 2024).

Originalmente, os complexos Ibaré e Pontas do Salso podem ter constituído um único corpo que foi desmembrado pela zona de cisalhamento associada a colocação dos granitos Santa Rita e Jaguari (Philipp *et al.*, 2021). O Complexo Bossoroca é representado por metatufos ácidos a intermediários, meta-lapilli tufos, metadacitos, metandesitos e metabasaltos, associados a metassedimentos epiclásticos, com metarenitos, metapelitos e metaconglomerados vulcanogênicos e clasto suportados (Saalman *et al.*, 2005c; Gubert *et al.*, 2016). Essas rochas foram posteriormente afetadas por metamorfismo orogênico de fácies xisto verde inferior a superior e metamorfismo de contato do Granito São Sepé (Mattos *et al.*, 2003).

2.5.3 Bacia do Camaquã

A Bacia do Camaquã (BC) está localizada na porção centro-sul do Rio Grande do Sul, sobre os terrenos São Gabriel, Tijucas e Taquarembó. Está associada às bacias de Itajaí (SC) e Arroyo del Soldado (Uruguai), que se encontram alinhadas ao longo de uma zona que marca o contato entre os antigos núcleos do embasamento paleoproterozoico, localizados a oeste, e as unidades do Cinturão Dom Feliciano, localizadas a leste (Figura 1B). Os terrenos São Gabriel e Tijucas separam associações petrotectônicas com evolução crustal distinta em termos de ambientes tectônicos e cronologia de processos ígneos, sedimentares e metamórficos (Fernandes *et al.*, 1992; Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007; Saalman *et al.*,

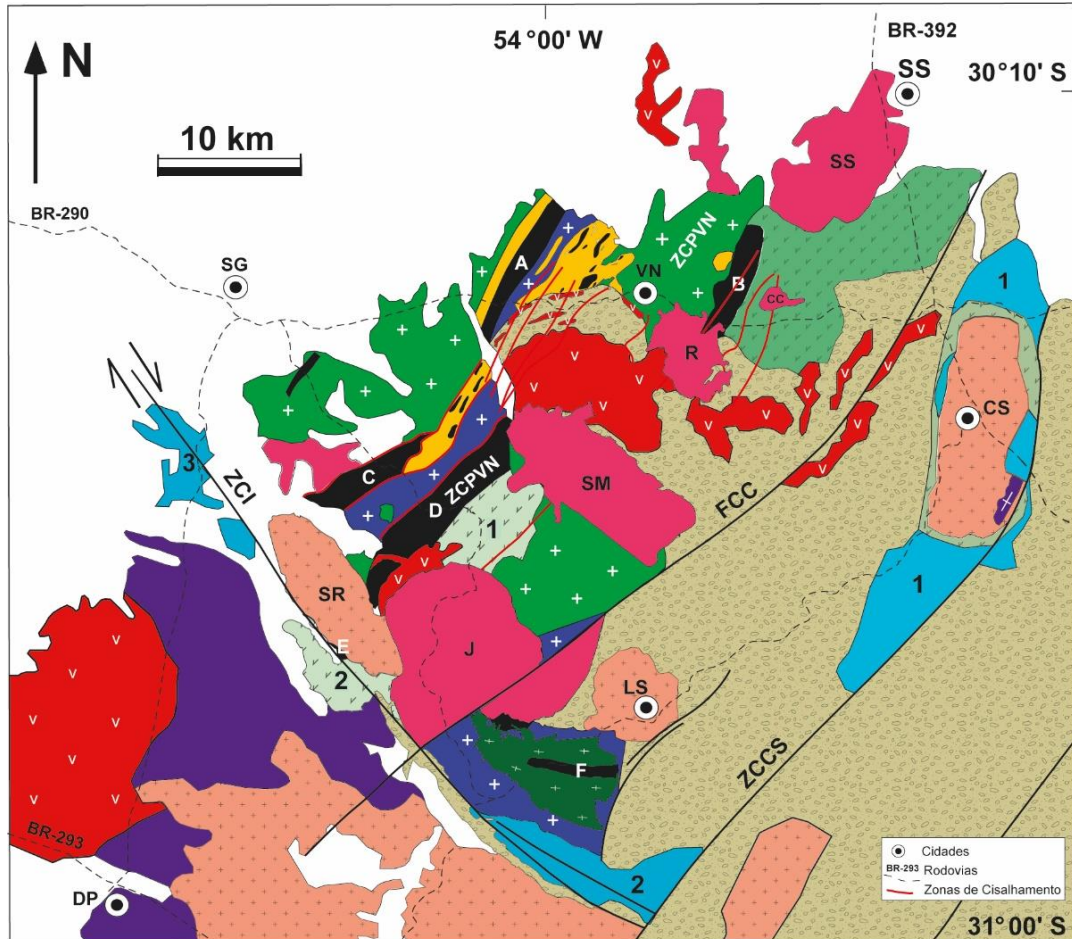
2010; Philipp *et al.*, 2016a, 2021). Anomalias magnéticas e gravimétricas, assim como o contraste composicional entre as unidades juvenis do Terreno São Gabriel e os complexos de ortognaisses e paragnaisses paleoproterozoicos do cráton, foram interpretados como um importante limite crustal definido como Zona de Sutura Caçapava do Sul por Fernandes *et al.* (1992). Essa fronteira tectônica desempenhou um papel fundamental no controle deposicional da Bacia de Camaquã e de outras bacias de ante-país.

Os processos de deformação envolvendo o CDF durante o período pós-colisional (600-540 Ma) da Orogenia Dom Feliciano foram disseminados por um sistema tectônico transpressivo que afetou as unidades do embasamento pré-cambriano, formando uma complexa intercalação de domos alongados (domínios transpressivos) envolvidos por sistemas de rifte de deslizamento (domínios transtrativos), limitados por zonas de cisalhamento transcorrente oblíquas e de alto ângulo (Chemale Jr. 2000; Paim *et al.*, 2000, 2014). As estruturas de rifte foram preenchidas por depósitos sedimentares que compõem a Bacia de Camaquã. A bacia tem uma direção NE-SW, limitada por falhas e preservada por um registro sedimentar com cerca de 4.500 metros de espessura (Gresse *et al.*, 1996; Paim *et al.*, 2000, 2014; Janikian *et al.*, 2008, 2012; Almeida *et al.*, 2012). A bacia evoluiu como um sistema complexo de riftes continentais de deslizamento lateral ativos durante quatro episódios, caracterizados por sucessões sedimentares e vulcânicas distintas e por granitos associados. O Grupo Maricá (620-600 Ma) representa uma bacia de foreland de retro-arco e é a unidade mais antiga da BC, sendo limitado por uma não conformidade na base e por uma suave discordância angular no topo (Paim *et al.*, 2000). É composto por arenitos arcoseanos, localmente conglomeráticos, e pelitos, compreendendo as formações São Rafael, Passo da Promessa e Arroio América. O Grupo Bom Jardim (590-580 Ma) consiste em uma bacia transcorrente (*strike-slip*) e apresenta uma sucessão vulcanossedimentar de aproximadamente 2000 metros de espessura depositada sobre as rochas do Grupo Maricá. É composto pelas formações Cerro da Angélica e Picada das Graças, que consistem em ritmitos pelíticos, arenopelíticos e arenosos, arenitos e pelitos, e pela Formação Hilário, que compreende rochas vulcânicas e plutônicas de afinidade shoshonítica e composição básica a ácida. O Grupo Santa Bárbara (570-550 Ma) representa uma bacia rifte composta por associações sedimentares de leques aluviais, frente deltaica, lacustre e de canal fluvial entrelaçado, e pelas rochas vulcânicas e plutônicas da Formação

Acampamento Velho. O Grupo Guaritas (540-470 Ma) representa uma bacia rifte cujas associações consistem no último episódio tectono-sedimentar da BC. Seus depósitos sedimentares consistem em dunas eólicas, interdunas, planícies de inundação, depósitos aluviais e depósitos deltaicos. Essa unidade compreende a Formação Varzinha, a Formação Pedra Pintada e a Formação Rodeio Velho, que marca o último ciclo vulcânico da bacia. A deposição dessas unidades entre as elevações de Caçapava do Sul e Bagé-Dom Pedrito, e o Domo de Santana da Boa Vista e a Elevação de Jaíba-Torrinhas, foi o último registro tectônico antes do desenvolvimento da Bacia do Paraná, cujo locus deposicional está em concordância com a estrutura de rifte.

2.5.4 Área de estudo

A área de estudo incluiu as áreas de influência termal do conjunto de granitos alcalinos que incluem de norte para o sul, os granitos São Sepé, Cerro da Cria, Ramada, São Manoel e Jaguari (Figura 11). Esses corpos estão bordejados na sua porção norte-noroeste pelas rochas vulcânicas ácidas da Formação Acampamento Velho que constituem o Platô da Ramada, e na sua extremidade sul-sudoeste, pelas rochas correlatas do Platô do Taquarembó. Essas unidades se estendem por cerca de 80 km de extensão e cerca de 30-35 km de largura, constituindo uma das maiores associações vulcano-plutônicas com influência termal da crosta continental. As evidências do metamorfismo de contato dos granitos alcalinos e das unidades vulcânicas da Fm. Acampamento Velho estão registradas em uma auréola de contato com efeitos termais que atingem até 15 km de distância (Philipp *et al.*, 2024).



	<p>☐ Cobertura Fanerozoica</p> <p>Bacia do Camaquã 540 Ma v Derrames, rochas piroclásticas e enxames de diques de com- posição riolítica v Rochas sedimentares dos grupos Maricá, Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas 620 Ma</p> <p>Granitos tardi-orogênicos 560 Ma v Pertita granitos, sieno- e monzogranitos equigranulares, bt (<3%) macicos, qz globular a facetado (CC: Cerro da Cria, J: Jaguari, R: Ramada, SM: São Manoel, SS: São Sepé) 580 Ma v Granodioritos a sienogranitos equigranulares, bt e hb (CS: Caçapava do Sul, LS: Lavras do Sul, SA: Santo Afonso, SR: Santa Rita) 600 Ma 635 Ma</p>
OR. D. FELICIANO	<p>Suíte Lagoa da Meia Lua (705-680 Ma) + Bt tonalitos, bt granodioritos, monzogranitos, hb dioritos e gabros com foliação magmática, bandados em zonas de cisalhamento dúcteis (blastomilonitos)</p> <p>Complexos Pontas do Salso (1) e Ibaré (2) (Zrd: 900-680 Ma) + Meta-arenitos, metasiltitos, meta-arenitos conglomeráticos, com níveis de rochas metavulcanoclásticas ácidas a intermediárias e corpos restritos de metadacitos</p> <p>Complexo Cambaí (750-720 Ma) + Metatonalitos, metagranodioritos equigranulares, com bt e hb, foliados a bandados, com textura granoblástica md. (0.3-0.6 mm) e xenólitos de gn. quartzo-feldspáticos, mármores, xistos magnesianos e serpentinitos</p> <p>Complexo Cambaizinho (Zrd: 900-700 Ma) + Paragneisses qz-feldspáticos bandados, quartzitos, anfíbolitos (metamargas), ol-di mármores e gn. pelíticos, metam. orgênico de fácies Anfíbolito Médio a Superior</p> <p>Complexo Bossoroca (vulcanismo: 780-760 Ma) (Zrd: 900-760 Ma) + Metadacitos, meta-andesitos e metatufos de composição ácida a intermediária, e metassedimentos epiclásticos de composição cálcico-alcalina mdo-K</p>
OROGÊNESE SÃO GABRIEL	<p>Complexo Imbicuí (900-850 Ma) + Gnaisses dioríticos a tonalíticos cálcico-alcalinos baixo-K (TTG)</p> <p>Complexo Metamáfico-ultramáficos (Ofiolitos) (Zrd: 900-760 Ma) + Xistos magnesianos, serpentinitos, metaperidotitos, metagabros, metapiroxenitos (A-Serrinha, B-Aroio Lajeado, C-Passo do Ivo, D-Palma, E-Ibaré, F-Cerro Mantiqueiras)</p>
OR. PASSINHO	<p>Complexo Passo Feio (1), Ar. Marmeleiro (2), Coxilha do Batovi (3) (Zrd: 3.0-1.57 Ga) + Quartzitos, meta-arenitos, metapelitos, mármores e xistos cálcico-silicáticos com níveis de metavulcânicas e metavulcanoclásticas básicas</p>
EMBASAMENTO	<p>Complexo Granulítico Santa Maria Chico (2.5-2.2 Ga) Metagabros, metultramafitos, meta-anortositos, gn. calci-silicáticos, pelíticos e qz-feldspáticos</p> <p>Gnaisse Neto Rodrigues (2.6 Ga) +</p>

Figura 11: Mapa geológico do Terreno São Gabriel, mostrando suas principais unidades (retirado de Philipp et al., 2024).

Granito São Sepé

O Granito São Sepé está localizado na porção nordeste do TSG. Apresenta forma pouco alongada de direção NE-SW, com 22 km de comprimento e 15 km de largura. O granito é constituído por duas fácies petrográficas distribuídas da seguinte forma: (1) a porção centro-sul é constituída por microgranitos monzoníticos com textura porfirítica e a (2) porção centro-norte consiste em granitos monzoníticos com ocorrências esparsas de cavidades miarolíticas (Sartori, 1978; Sartori & Ruegg, 1979). Os granitos apresentam textura equigranular e são constituídos por ortoclásio perítico, quartzo, biotita e rara hornblenda, além de serem seccionados por diques de microgranitos e de riolitos (Sartori, 1978). O granito é intrusivo nos complexos Bossoroca e Passo Feio e com as rochas sedimentares do Grupo Maricá. Além disso, possui megaxenólitos do Complexo Estratiforme Básico-Ultrabásico Pedras Pretas (Mattos *et al.*, 2004).

O Granito São Sepé é considerado pós-tectônico (Sartori, 1978; Sartori & Ruegg, 1979). Essa classificação envolve granitos equigranulares, de cor rosa avermelhada e natureza subalcalina que formam plutons independentes cuja colocação provocou efeitos de metamorfismo de contato nas rochas encaixantes. Os autores ainda salientaram a ligação estrutural e/ou cronológica entre os granitos pós-tectônicos e as rochas vulcânicas e hipabissais ácidas e piroclásticas de composição predominantemente riolítica da Fm. Acampamento Velho.

Ribeiro (1965) publicou o trabalho "Granitos Metamórficos em São Sepé, Rio Grande do Sul", onde constatou que o Granito São Sepé era constituído por um granito alcalino na porção sul, e por um granito subalcalino na porção norte. O autor interpretou o granito como sin- ou tardi-cinemático e como sendo formado em condições de mesozona (crosta intermediária) a uma temperatura abaixo de 500°C. Ribeiro *et al.* (1966) introduziram a denominação "Stock Granito-Granodiorito de São Sepé" como resultado do mapeamento da Quadrícula de Caçapava do Sul na escala de 1:250.000. Cordani *et al.* (1974) interpretaram os granitos São Sepé e Ramada como pequenos stocks de natureza subvulcânica e pós-orogênicos.

Sartori (1978) utilizou a denominação Complexo Granítico de São Sepé, abrangendo distintas litologias. Na porção centro-sul do maciço ocorria um microgranito monzonítico e na porção centro-norte ocorria um granito monzonítico porfirítico. Essas duas porções eram envolvidas por granitos a granodioritos

subalcalinos equigranulares. Ocorrem também intrusões menores de microgranitos álcali-feldspáticos. Através da datação pelo método $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, o Granito São Sepé obteve idade de 646 ± 6 para o granito central, 507 ± 7 para o granito periférico e 450 ± 6 para os microgranitos (Sartori, 1978).

As evidências do metamorfismo de contato foram descritas por Mattos *et al.*, (2004) que identificaram auréola termal do Granito São Sepé, afetando as litologias dos complexos Bossoroca e Passo Feio, e do Grupo Maricá. Na caracterização do metamorfismo de contato do granito na sua porção sul, os autores reconheceram as zonas da clorita, biotita, granada, andaluzita e estauroлита. No Complexo Bossoroca essas evidências estão expressas no desenvolvimento de cornubianitos pelíticos, quartzo-feldspáticos e máficos. O Complexo Passo Feio apresenta feições de crescimento desorientado da biotita e da muscovita, gerando a textura decussada. Nas rochas sedimentares do Grupo Maricá, especificamente nos arenitos da Formação Pessegueiro, houve o desaparecimento das feições primárias, o aumento significativo da coesão e o surgimento de epidoto, actinolita, clorita e hornblenda na matriz de metarenitos e metassiltitos. As rochas vulcânicas da Formação Hilário apresentam feições de crescimento desorientado de actinolita, mica branca, epidoto e clorita.

Granito Cerro da Cria

O Granito Cerro da Cria foi originalmente descrito por Leinz *et al.* (1941) como um pequeno corpo pouco alongado na direção NE-SW, com cerca de 4 km de extensão e 3 km de largura. Uma das feições mais notáveis que afeta o granito consiste na Falha Cerro da Cria de direção N65-70°E, que é posterior ao granito e foi responsável pelo deslocamento de uma parte do corpo para oeste. Como consequência da movimentação transcorrente da falha, o granito apresenta feições cataclásticas e uma grande densidade de veios de quartzo branco (Naime, 1987). Além disso, é intrusivo no Complexo Vacacaí, gerando uma aureola de metamorfismo termal.

A fácies petrográfica dominante é classificada como feldspato alcalino granito, com termos sieníticos subordinados. O granito apresenta cor avermelhada e textura equigranular hipidiomórfica. É composto por K-feldspato perítico, quartzo e biotita, com raro plagioclásio albitico ($M' < 2$). A mineralogia acessória consiste em zircão,

apatita e minerais opacos (Naime, 1987). A datação do Granito Cerro da Cria através do método $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ forneceu idade de $563,7 \pm 4,3$ Ma (Naime, 1987).

Granito Ramada

O Granito Ramada está localizado na porção central do TSG e constitui um corpo alongado de direção NW-SE com cerca de 10 km de comprimento e 8 km de largura, com uma área de exposição de aproximadamente 65 km². Apresenta uma zonação composicional com monzogranitos na porção NW, enquanto os sienogranitos dominam a porção central e sudeste do corpo (Naime & Nardi, 1991).

O Granito Ramada aflora principalmente na forma de blocos e lajeados, e apresenta estrutura maciça, registrando apenas feições de deformação rúptil, apresentando duas direções predominantes de fraturamento, N60-70°E e E-W. Os monzogranitos da porção NW apresentam coloração avermelhada e textura inequigranular a equigranular média a fina. A mineralogia consiste em anfibólio do tipo hornblenda, como mineral máfico dominante nas fácies de granulação fina das margens resfriadas, e, principalmente, biotita na parte central do corpo. Os sienogranitos apresentam cor avermelhada e textura equigranular fina a média, com biotita como mineral subessencial. A porção norte do corpo granítico é seccionada por diques de riolito com fenocristais de quartzo e K-feldspato, e com anfibólio e biotita. Os processos hidrotermais deram origem a veios de quartzo mineralizados com fases sulfetadas e outras fases secundárias, como sericita, clorita, epidoto e óxidos de ferro. Foram observadas zonas greisenizadas contendo fluorita de coloração rosa e incolor associadas a fraturas de direção E-W (Naime, 1987). A idade obtida para o Granito Ramada através do método $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ é de $463,5 \pm 12,5$ Ma (Naime, 1987). Entretanto, Matté *et al.* (2016), obtiveram uma idade mais precisa de $558,2 \pm 2,3$ Ma através do método U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão.

Granito São Manoel

O Granito São Manoel foi originalmente descrito por UNISINOS (1981) e Chemale Jr. (1982) e, posteriormente, definido por UFRGS (1996). Apesar de ter sido pouco investigado, algumas características podem ser descritas. Apresenta de cor

cinza-claro, que varia a rosado quando alterado. A estrutura é maciça e a textura varia de equigranular a inequigranular média a fina (Laux *et al.*, 2017). A mineralogia principal é composta por K-feldspato pertítico, plagioclásio e quartzo, com biotita e, localmente, hornblenda como minerais subessenciais, e apatita, zircão, e raramente titanita como acessórios. Em corpos lenticulares a irregulares com textura pegmatóide podem ocorrer muscovita e granada almandina. Sua composição varia de biotita granodiorito a biotita monzogranito e sienogranito. Em algumas porções, é possível observar em lâmina delgada textura mirmequítica e maclas deformadas em feldspatos (Cruz *et al.*, 2021).

Granito Jaguari

Definido por Jost & Villwock (1966), o Granito Jaguari está localizado na porção sul do Terreno São Gabriel e compreende um corpo com aproximadamente 414 km² de forma pouco alongada na direção N-S. Apresenta relações de contato intrusivas com as litologias do Complexo Pontas do Salso, e com as rochas metamáficas e metaultramáficas dos complexos Ibaré e Cerro Mantiqueiras, e com os basaltos da Formação Acampamento Velho, além de seccionar o Monzogranito Santa Rita, os metagranitoides do Complexo Cambaí e os granitoides da Suite Lagoa da Meia Lua. O Granito Jaguari compreende biotita sienogranitos de cor vermelho claro, com termos monzograníticos subordinados. Apresenta estrutura maciça e textura equigranular média a grossa, com mineralogia constituída por feldspato alcalino (microclínio pertítico) e quartzo, com pouco plagioclásio e biotita. Os minerais acessórios incluem zircão, anfibólio, allanita, fluorita, magnetita/ilmenita e, subordinadamente, apatita. A mineralogia secundária é caracterizada pela presença de sericita, clorita, epidoto e carbonato. O granito apresenta afinidade alcalina e natureza tardi-orogênica, sendo incluído na Suíte Intrusiva Saibro juntamente com os demais granitos alcalinos pós-orogênicos da porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense (Hartmann & Nardi, 1983; Nardi & Bonin, 1991).

Gastal & Nardi (1992) reconheceram três fácies petrográficas distintas no Granito Jaguari, destacando: (1) sienogranitos de granulação grossa a média que transicionam para (2) biotita monzograníticos de granulação média a grossa, e, de maneira subordinada, (3) monzogranitos heterogranulares com textura fina. Os sienogranitos apresentam corpos irregulares com textura pegmatóide e de

composição aplítica, relacionados, em muitos casos, com cavidades mirolíticas. Além disso, essa fácies petrográfica contém enclaves microgranulares de tamanho centimétrico a métrico. Nos monzogranitos heterogranulares ocorrem termos mais finos e com teor de máficos um pouco mais elevados, considerados autólitos e representando fragmentos da margem resfriada do granito. Através da determinação das razões isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Gastal *et al.* (2006) obtiveram uma idade de cristalização de 567 ± 4 Ma para o Granito Jaguari.

Formação Acampamento Velho

A Formação Acampamento Velho está localizada na base do Grupo Santa Bárbara e é representada por depósitos piroclásticos e efusivos subaéreos ácidos, relacionados a lavas e a rochas hipabissais ácidas e básicas, subordinadamente, constituindo uma associação bimodal (Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 1999, 2005; Almeida *et al.*, 2002). É composta de modo dominante por ignimbritos, geralmente com baixo grau de seleção, classificados como lópili-tufos, constituídos por piroclastos juvenis, cristaloclastos de quartzo e de sanidina, litoclastos cognatos de riolitos e de ignimbritos, e litoclastos acidentais de rochas do embasamento (Sommer *et al.*, 2006; Matté *et al.*, 2016; Matté & Sommer, 2021). Além disso, as rochas apresentam textura eutaxítica e parataxítica, com textura reomórfica subordinada (Sommer *et al.*, 2013). A Fm. Acampamento Velho é caracterizada por um magmatismo ácido de afinidade alcalina sódica, com segmentos com composição cálcio-alcalina alto-K. As rochas básicas têm composição toleítica (Matté *et al.*, 2016; Vedana *et al.*, 2017). As principais ocorrências da Fm. Acampamento Velho estão localizadas no Platô da Ramada, na região de Vila Nova do Sul, São Gabriel e Lavras do Sul, e no Platô do Taquarembó, na região de Dom Pedrito e São Gabriel, nos cerros Tupanci e Picados, e na Serra de Santa Bárbara (cerros do Perau, Bugio e Espinilho), nas regiões de Caçapava do Sul e Cerrito.

Os depósitos efusivos da Fm. Acampamento Velho consistem, principalmente, em derrames riolíticos (*coulées*) com textura porfirítica e fenocristais de sanidina e quartzo que ocorrem majoritariamente no topo da unidade e de maneira subordinada intercalados com ignimbritos. Ademais, ocorrem basaltos com poucos metros de espessura, textura porfirítica e morfologia do tipo aa' no topo na unidade. As rochas hipabissais apresentam composição riolítica e localizam-se ao longo de toda a

sequência vulcânica (Matté *et al.*, 2016), ocorrendo, principalmente, na forma de enxames de diques com dezenas de metros de espessura e na forma de domos com centenas de metros de extensão. Os domos apresentam foliação de fluxo marcante nas bordas e porções autobrechadas. Observa-se, também, raros diques de diabásio e gabros (Matté & Sommer, 2021). O magmatismo intermediário da Fm. Acampamento Velho ocorre como rochas dioríticas e traquíticas subvulcânicas que ocorrem ao sul do Granito Ramada, no Platô da Ramada. Essas rochas são compostas por plagioclásio (oligoclásio e andesina), K-feldspato (ortoclásio), anfibólio (hornblenda) e augita, e apresentam textura equigranular fina a média e porfirítica, além da textura antirapakivi.

3. METODOLOGIA

3.1 Revisão bibliográfica e compilação de dados

Durante a essa etapa foi realizada a revisão bibliográfica dos trabalhos prévios, incluindo artigos científicos, teses de doutorado, dissertações de mestrado, e relatórios e notas explicativas de mapeamentos realizados pelo Instituto de Geociências e pelo Serviço Geológico do Brasil, que abordam as características petrológicas, geoquímicas e estruturais dos granitos Ramada, Cerro da Cria, Jaguari, São Sepé, e São Manoel, e da Formação Acampamento Velho, incluindo as interpretações históricas da geologia da região de estudo. A revisão bibliográfica possibilitou a compilação de dados geoquímicos e isotópicos das unidades estudadas, que foram reunidos em tabelas por meio do *software* Microsoft Excel.

3.2 Processamento dos dados

Os dados geoquímicos compilados foram tabelados com o uso do *software* Microsoft Excel e processados por meio do *software* GeoChemical Data ToolKIT (GCDkit; Janousek *et al.*, 2006). Esse *software* possibilita o manuseio e o recálculo de dados geoquímicos de rochas ígneas e metamórficas através de tabela contendo os teores dos óxidos de elementos maiores (SiO₂, Al₂O₃, FeO, Mg, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅, MnO, Cr₂O₃) em porcentagem em peso, e dos elementos traços e ETRs

em ppm. Como resultado do processamento, foram gerados diagramas de classificação de rochas e séries magmáticas, diagramas de Harker para avaliação dos processos de diferenciação e diagramas de classificação de ambientes geotectônicos, que posteriormente foram editados no *software* Adobe Illustrator 2021.

3.3 Mapa geológico

Foi gerado um mapa geológico da região entre São Gabriel integrando as informações dos granitos São Sepé, Cerro da Cria, Ramada, São Manoel e Jaguari, da Fm. Acampamento Velho e dos complexos metamórficos encaixantes, com as principais estruturas regionais. O mapa foi confeccionado no *software* Adobe Illustrator 2021 e contemplou modificação de mapas geológicos de Naime (1987), Folha Passo do Salsinho (Porcher *et al.*, 1995), Carta Geológica Lavras do Sul (Cruz *et al.*, 2020), Folha Lagoa da Meia Lua (Laux *et al.*, 2012, 2017) e dos mapas geológicos gerados pelas disciplinas de Mapeamento Geológico Básico I e II da UFRGS dos anos de 2019 (PLM, Projeto Lagoa da Meia Lua) e 2021 (PRN, Projeto Rufino Farias Norte).

3.4 Trabalho de campo

O trabalho de campo ocorreu entre os dias 07 e 13 de agosto de 2023 nas cidades de Vila Nova do Sul, Caçapava do Sul e São Sepé e na região da Vila da Palma, em São Gabriel. O trabalho foi coordenado pelo Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp e realizado juntamente com o colega Vinicius Germano Hilgert, devido à proximidade das áreas de estudo.

Durante o trabalho de campo, foram visitados afloramentos chave do objeto de estudo (Figura 12), onde foram coletadas amostras para posterior laminação e análises químicas. As amostras coletadas foram identificadas com a sigla MD, indicando o nome da aluna, seguido do número do ponto (MD-01, MD-02 etc).

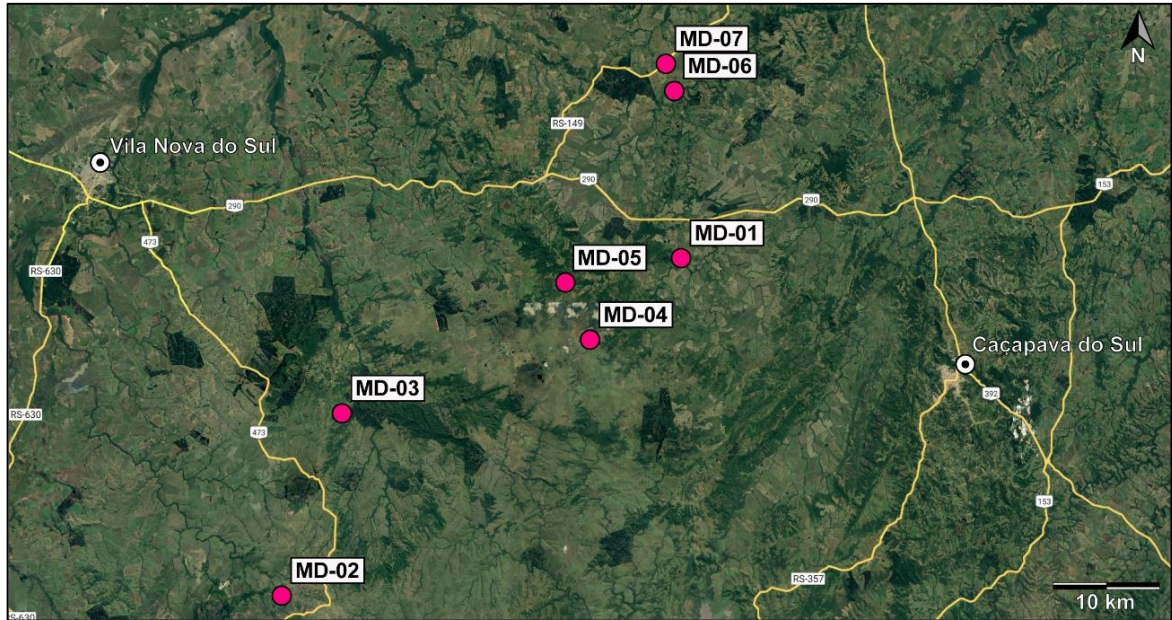


Figura 12: Mapa de localização dos pontos amostrados durante os trabalhos de campo. Imagem extraída do Google Earth Pro.

3.5 Petrografia

A preparação das lâminas delgadas foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências (IGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). As amostras selecionadas são representativas de cada granito estudado e após seleção foram submetidas as etapas de corte, laminação e polimento.

Ao todo, foram confeccionadas cinco lâminas delgadas dos granitos São Sepé, Cerro da Cria, Ramada, São Manoel e Jaguari, as quais foram somadas informações obtidas nas análises de outras nove lâminas delgadas dos granitos disponibilizadas pelas disciplinas de Mapeamento Geológico Básico I e II e pelos orientadores do projeto. As análises foram realizadas no microscópio binocular Meiji, modelo ML 9720 (Figura 13), pertencente ao Departamento de Mineralogia e Petrologia (DEMIPE) do IGEO-UFRGS. Durante as análises, foram descritas as estruturas e texturas principais e subordinadas com os minerais que as caracterizam, as principais características dos minerais essenciais, subessenciais e acessória a fim de avaliar a ordem de cristalização, condições de cristalização, processos de diferenciação, a atuação da pressão de voláteis e os processos de alteração hidrotermal e intempérica. As informações obtidas foram integradas com outras informações para caracterizar a profundidade de colocação da câmara magmática e as condições de posicionamento

dos granitos. A definição da série magmática foi obtida por análise petrográfica, através do método da contagem modal dos constituintes minerais dos granitos e representação dos teores proporcionais de quartzo, plagioclásio e K-feldspato no diagrama QAP de Streckeisen (1976), aprimorado do ponto de vista tectônico por Lameyre & Bowden (1982).



Figura 13: Microscópio óptico utilizado para as análises petrográficas (foto da autora).

3.6 Geoquímica de rocha total

A preparação das amostras para a análise química em rocha total foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do IGEO-UFRGS. O primeiro passo foi a fragmentação das amostras com auxílio de martelo, marreta e do britador (Figura 14A), seguido da cominuição manual através de um macerador de porcelana. O resultado obtido foram fragmentos de rocha com granulometria areia grossa (0,5 a 1,0 mm), que posteriormente foram processados no pulverizador de moinho de bolas (Fritsch Pulverisette 5; Figura 14B) até atingirem a granulometria de 200 mesh (0,074 mm). Durante esse processo, foram cominuídas cinco amostras de rocha, sendo necessária a higienização dos recipientes para evitar contaminações.

As análises químicas em rocha total foram realizadas pela empresa SGS Geosol Laboratórios Ltda através das técnicas de Espectrometria de Emissão Óptica

com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-OES), em que foram quantificados elementos maiores, e de Espectrometria de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS) para os elementos traço e terras-raras. A ICP-OES consiste na medição da radiação eletromagnética emitida por íons excitados na porção do espectro visível e ultravioleta (160-800 nm). Durante o processo, a amostra é nebulizada e posteriormente vaporizada, atomizada, ionizada e, por fim, excitada na fonte de plasma, fornecendo os espectros da emissão. Como cada elemento químico emite uma radiação com comprimento de onda único e com diferente intensidade, é possível determinar quais elementos estão presentes na amostra e sua quantidade. A técnica de ICP-MS possibilita a análise com baixo limite de detecção e consiste na medição da quantidade de íons gerados quando a amostra é aquecida pelo plasma. Os íons, então, são separados através de um campo magnético de acordo com suas proporções massa/carga, permitindo o reconhecimento e quantificação dos elementos presentes na amostra.

A grande maioria dos dados químicos compilados são provenientes de análises por meio de Espectrometria por Fluorescência de Raios X (FRX). A FRX consiste em uma técnica não destrutiva que permite identificar os elementos químicos e suas concentrações. Nesse processo, a amostra é irradiada por um feixe de raios X, em que os átomos presentes nela emitem raios X com comprimento de onda e energia específicos de cada elemento.



Figura 14: Equipamentos utilizados durante a execução das etapas do projeto. (A) Britador de mandíbulas e (B) pulverizador de moinho de bolas (fotos da autora).

4. RESULTADOS

4.1 Geologia dos granitos alcalinos e das rochas vulcânicas ácidas da Formação Acampamento Velho

Os granitos São Sepé, Cerro da Cria, Ramada, São Manoel e Jaguari ocorrem como corpos alinhados ao longo de uma estrutura regional de direção N40°E ocupando uma área com cerca de 90 km de comprimento e 30-40 km de largura, bordejados pelas rochas vulcânicas da Fm. Acampamento Velho que constituem o Platô da Ramada ao norte e o Platô do Taquarembó ao sul. Este magmatismo está alojado numa zona de fraqueza profunda, representada na região pela Zona de Cisalhamento de Caçapava do Sul e pelos riftes Santa Bárbara e Guaritas da Bacia do Camaquã. Esta estrutura marca o limite entre o Cinturão Dom Feliciano e o Cráton Rio de La Plata, situado mais a leste e ao sul, representado pelos terrenos Tijucas e Taquarembó. Os granitos se colocam como corpos epizonais em níveis crustais muito rasos, abaixo de 7 km de profundidade e gerando um dos maiores eventos de metamorfismo de contato do planeta (Philipp *et al.*, 2024b).

Os corpos graníticos alcalinos estudados têm várias características geológicas e petrográficas em comum, destacando os 10 pontos abaixo:

- 1) os corpos têm formas semelhantes e ocorrem alinhados segundo a direção N20-30°E, de modo concordante as estruturas regionais;
- 2) o nível de colocação é raso e os granitos geram metamorfismo termal nas rochas encaixantes (< 2,5-3 kbar de profundidade);
- 3) os granitos têm estrutura maciça;
- 4) a textura tem granulação média (1,5-2,0 mm) a fina, com termos subvulcânicos associados (margens resfriadas, diques, aplitos);
- 5) a elevada ocorrência de feldspatos alcalinos ricos em Na como o microclínio pertítico e pertita (alto Na₂O e K₂O);
- 6) o elevado teor de quartzo modal (alto SiO₂);
- 7) a forma globular ou hexagonal do quartzo (alta atividade de SiO₂);
- 8) a afinidade alcalina (Na₂O+K₂O>>CaO);
- 9) o baixíssimo teor de minerais máficos (baixo MgO e FeO);
- 10) o baixo teor de plagioclásio (baixo CaO).

A geração e colocação dos granitos é contemporânea ao vulcanismo ácido da Formação Acampamento Velho do Grupo Santa Bárbara. Esse magmatismo representa o segundo grande evento magmático da Bacia do Camaquã, gerado após o amplo magmatismo básico a intermediário da Formação Hilário do Grupo Bom Jardim (595-580 Ma), caracterizado por campos de derrames de andesitos e por uma grande caldeira colapsada e preenchida pelo Granito Lavras do Sul, envolta e materializada por destacado pacote de tufos líticos, a cristal e a cinzas (Lima *et al.* 2000).

A Bacia do Camaquã foi formada durante o período pós-colisional (600-540 Ma) da Orogênese Dom Feliciano como um longo processo de deformação da crosta superior, envolvendo o desenvolvimento e a movimentação de zonas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo e de falhas extensionais associadas (Paim *et al.*, 2000, 2014; Janikian *et al.*, 2008, 2012; Almeida *et al.*, 2012). A bacia é delimitada por falhas transcorrentes de direção NE-SW e está situada na fronteira entre os terrenos de São Gabriel e Tijucas (Figura 15). Suas unidades registraram as sucessivas etapas do colapso do Cinturão Dom Feliciano após o pico do metamorfismo colisional (650-620 Ma) e se sobrepõem aos complexos metamórficos dos terrenos Taquarembó, Tijucas e São Gabriel, estendendo-se até a borda oeste do Batólito Pelotas (Philipp *et al.*, 2016a,b). O pacote sedimentar e vulcânico tem uma espessura estimada de cerca de 8000 metros e mostra, desde a base, uma deposição sob condições marinhas, evoluindo para continental em direção ao topo (Philipp *et al.*, 2024). As unidades litoestratigráficas da Bacia do Camaquã registram quatro sucessões sedimentares depositadas no mesmo local de deposição como sub-bacias independentes (Gresse *et al.*, 1996; Paim *et al.*, 2000, 2014; Chemale Jr., 2000; Fragoso-Cesar *et al.*, 2000; Borba & Mizusaki, 2003; Janikian *et al.*, 2008, 2012; Almeida *et al.*, 2012).

O período pós-colisional do Cinturão Dom Feliciano foi caracterizado pela deposição de bacias de ante-país (*foreland*) acompanhadas por um amplo magmatismo registrado por sistemas vulcânicos subaéreos e intrusões graníticas rasas (por exemplo, Lima & Nardi, 1998; Chemale Jr., 2000; Wildner *et al.*, 2002, Sommer *et al.*, 2005, 2017; Almeida *et al.*, 2002; Janikian *et al.*, 2008, 2012; Almeida *et al.*, 2012; Matté *et al.*, 2016). Durante o período pós-colisional, o estresse compressivo que afetou o Cinturão Dom Feliciano resultou no desenvolvimento de amplas zonas de cisalhamento subparalelas que separaram domínios transpressivos e transtrativos e controlaram os ciclos deposicionais da Bacia do Camaquã (Chemale

Jr. 2000; Philipp *et al.*, 2016a, 2024). Os primeiros foram propagados com o levantamento de domos e altos de embasamento, que subdividiram os terrenos São Gabriel e Tijuca em corpos estruturais alongados subparalelos delimitados por zonas de cisalhamento transcorrente de alto ângulo (Philipp *et al.*, 2024). De noroeste a sudeste, foram reconhecidos os altos de São Gabriel, Caçapava do Sul e Lavras do Sul, os domos de Santana da Boa Vista e Vigia, e o alto Jaíba-Torrinhas (Figura 15). Esses altos do embasamento foram separados por riftes alongados gerados em domínios transtrativos e preenchidos em quatro episódios principais como sub-bacias distintas (Paim *et al.*, 2000, 2012; Janikian *et al.*, 2012). Foram reconhecidos os grupos Maricá (620-600 Ma), Bom Jardim (595-570 Ma), Santa Bárbara (570-550 Ma) e Guaritas (540 Ma) (Gresse *et al.*, 1996; Paim *et al.*, 2000, 2014; Borba & Mizusaki, 2003; Borba *et al.*, 2004; Janikian *et al.*, 2008, 2012; Almeida *et al.*, 2012).

Os pacotes sedimentares dos três últimos ciclos foram acompanhados por fluxos vulcânicos e rochas piroclásticas de composição básica a ácida e, em níveis rasos, entre 5 e 10 km, pelo posicionamento de granitoides das séries cálcio-alcalina, shoshonítica e alcalina ricas em potássio (Chemale Jr. 2000; Janikian *et al.*, 2008, 2012; Matté *et al.*, 2016; Philipp *et al.* 2016a; Camozzato *et al.*, 2017). As unidades inferiores dos grupos Maricá e Bom Jardim foram depositadas sob condições tectônicas dominadas por compressão, enquanto para as unidades superiores dos grupos SBG e GG, as condições deformacionais foram dominadas por processos transtrativos (Chemale Jr., 2000; Paim *et al.*, 2000, 2014; Borba *et al.*, 2004). Essa estruturação levou a um importante ciclo de eventos magmáticos na Bacia do Camaquã com fontes mantélicas e crustais, sugerindo o enfraquecimento da crosta continental inferior sob a influência de processos de delaminação crustal (Paim *et al.*, 2014; Philipp *et al.*, 2016a, 2024).

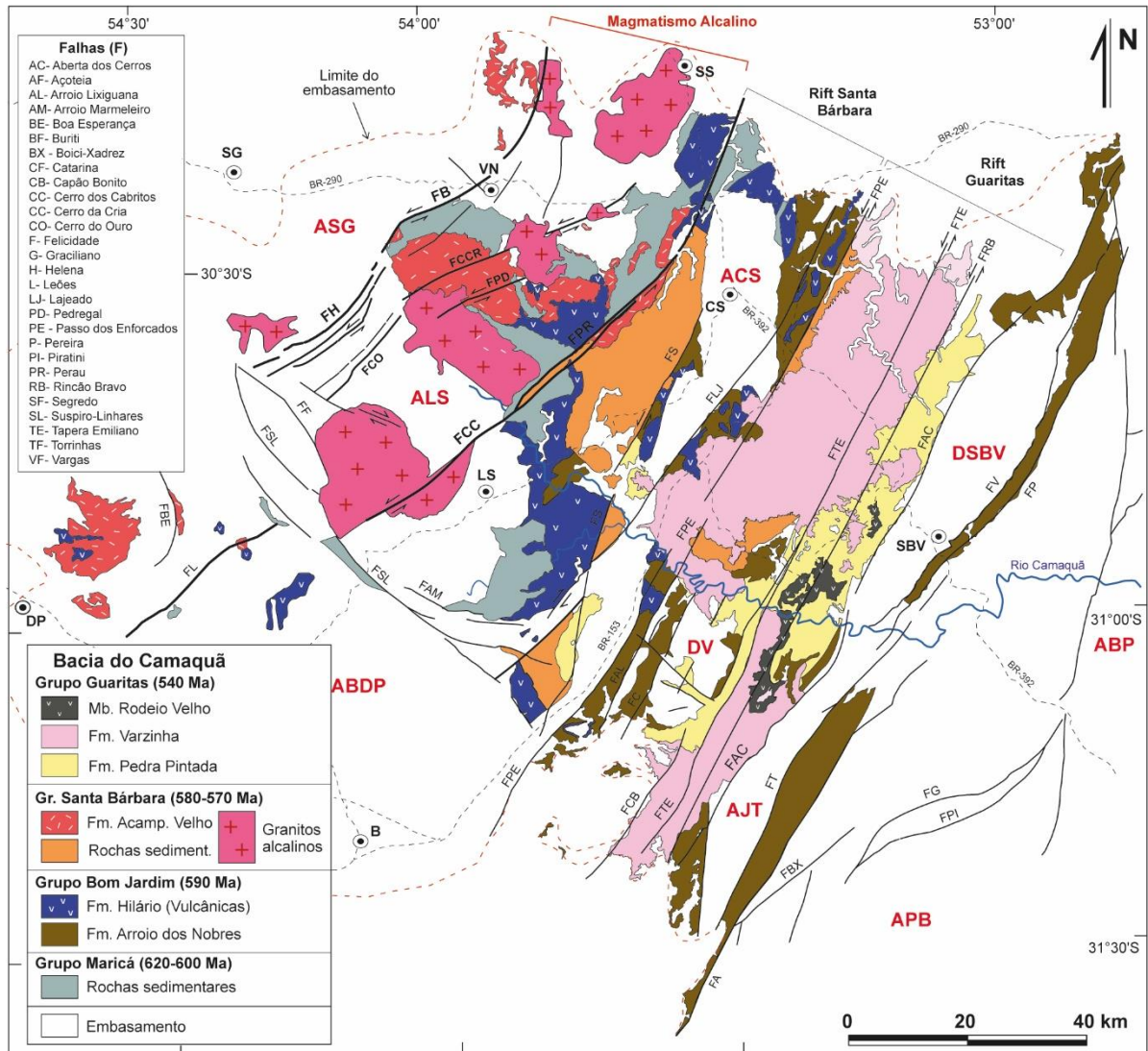


Figura 15: Mapa geológico da Bacia do Camaquã destacando as principais unidades litoestratigráficas e estruturas da bacia. Compilado e modificado de Gresse *et al.*, (1996), Paim *et al.* (2000; 2014); Borba & Mizusaki, (2003), Borba *et al.*, (2004), Janikian *et al.*, (2008, 2012) e Almeida *et al.*, (2012). Mapa inédito de Philipp *et al.* (2024a). Legenda: Altos do embasamento: ABDP- Bagé-Dom Pedrito, ACS- Caçapava do Sul, AJT- Jaíba-Torrinhãs, ALS- Lavras do Sul, APB- Batólito Pelotas, ASG- São Gabriel, DV- Domo da Vigia, DSBV- Domo de Santana da Boa Vista.

4.1.1 Granito São Sepé

O Granito São Sepé constitui um corpo aproximadamente circular, suavemente alongado na direção NE-SW (Figura 17). Na região de estudo, o granito aflora como campos de matações com dimensões de 20 x 15 m (Figura 16A,B). O granito tem cor rosa claro e estrutura maciça, em geral com baixo a médio grau de alteração (Figura 16C,D). A textura é equigranular hipidiomórfica grossa composta por prismas subédricos de K-feldspato perfitico com tamanho entre 3 e 5 mm, quartzo hexagonal a globular com tamanho entre 2 e 5 mm e plagioclásio com forma prismática de 0,6 a 1,5

mm (Figura 16E,F). O mineral máfico é a biotita, que ocorre de maneira subordinada e intersticial. Os minerais acessórios incluem titanita, apatita e zircão. A textura rapakivi é comum, caracterizada por uma coroa de plagioclásio envolvendo os cristais prismáticos de K-feldspato. Os minerais secundários consistem em clorita, muscovita e opacos, como produto de alteração da biotita, e fluorita hidrotermal.



Figura 16: Aspectos de campo do Granito São Sepé. A) e B) Afloramentos de matacões (ponto MD-06). C) Aspecto macroscópico do granito. D) Textura equigranular grossa destacando os cristais prismático de K-feldspato, agregados de quartzo globular de cor cinza, e raros cristais preto diminutos de biotita de modo intersticial. (E) Detalhe da textura rapakivi em chapa de rocha ornamental

destacando o plagioclásio de cor branca ao redor de K-feldspato. F) Detalhe da textura eugranular composta por K-feldspato e agregados de quartzo globular (fotos da autora).

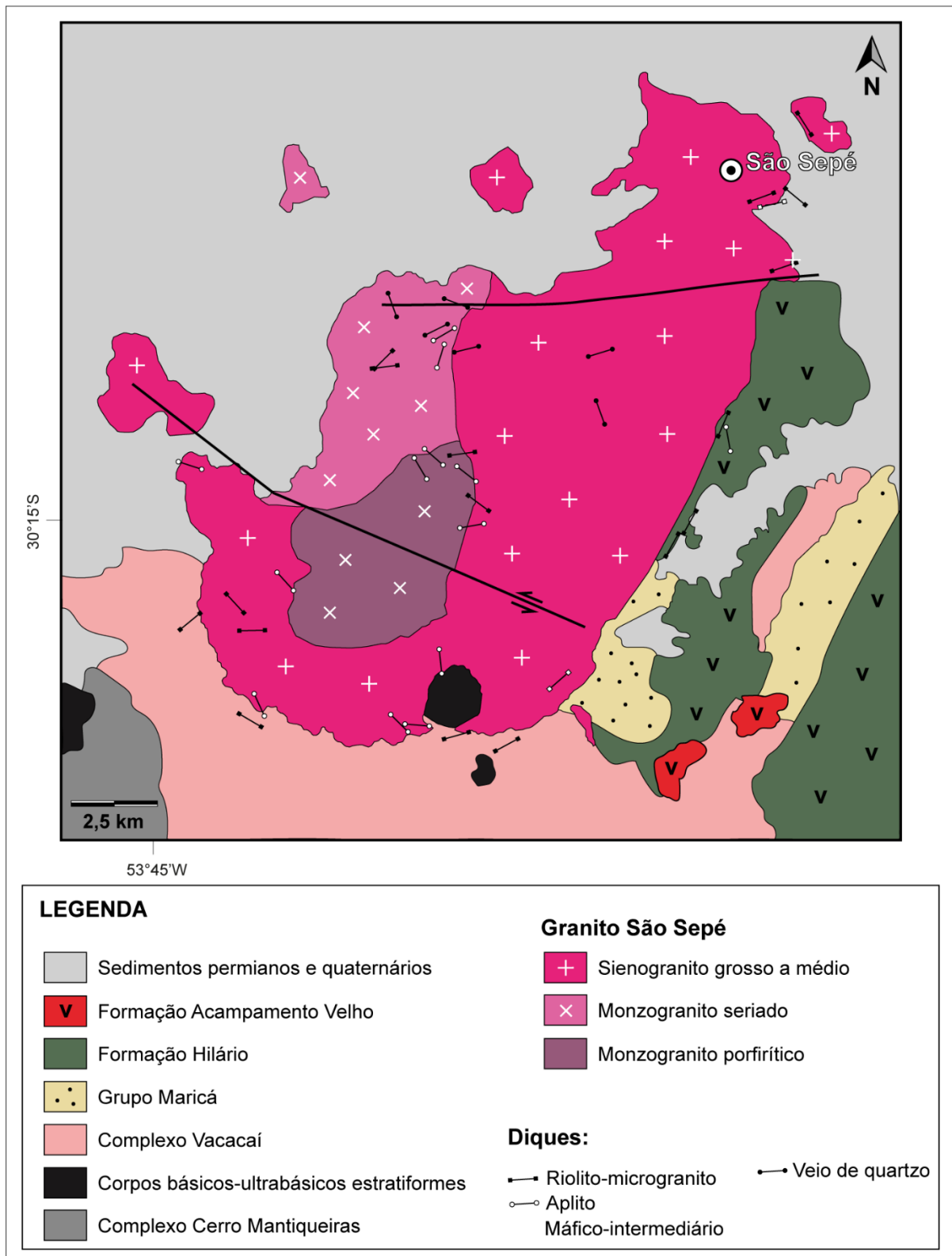


Figura 17: Mapa geológico do Granito São Sepé (modificado de Gastal *et al.*, 2013).

4.1.2 Granito Cerro da Cria

O Granito Cerro da Cria ocorre como um pequeno corpo suavemente alongado na direção NE-SW, com 4 km de extensão e 3 km de largura (Figura 20). Apresenta feições cataclásticas devido ao deslocamento gerado pela Falha Cerro da Cria, que é uma estrutura de alto ângulo e cinemática transcorrente com movimento lateral-esquerdo (Figura 18A,B). O granito apresenta cor rosa alaranjado, estrutura maciça e grau de alteração moderado (Figura 18C,E). A textura é equigranular hipidiomórfica fina a média (1-1,5 mm) composta por K-feldspato peritítico, quartzo globular e plagioclásio (Figura 18D). O mineral máfico é a biotita, que ocorre de maneira subordinada e de modo intersticial. Nas bordas do granito, ocorrem rochas subvulcânicas, caracterizadas como um microgranito porfirítico com fenocristais de quartzo hexagonal a globular e, subordinadamente, feldspatos, envoltos por uma matriz muito fina (<0,5 mm) constituída por quartzo, K-feldspato e plagioclásio. Na matriz dos microgranitos também ocorrem esferulitos (Figura 18F).

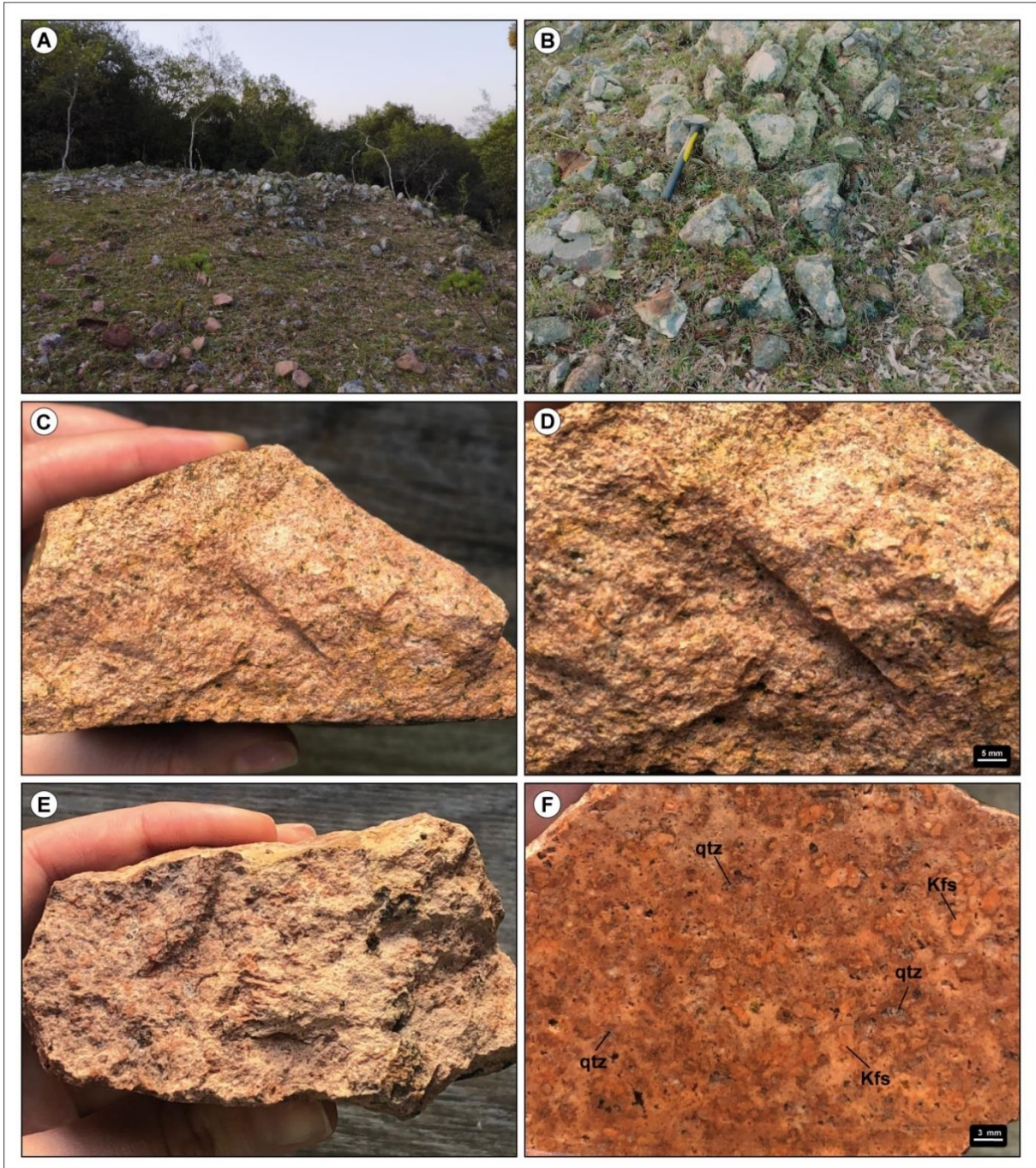


Figura 18: Aspectos de campo do Granito Cerro da Cria. A) Afloramento em campo de blocos (ponto MD-01). B) Detalhe do intenso fraturamento. C,D) Estrutura maciça e textura equigranular média do granito, E) Aspecto do granito alterado pelo intemperismo. F) Granito subvulcânico com fenocristais de K-feldspato (Kf) e quartzo envolvidos por uma matriz equigranular fina, em parte transformada pela formação de esferulitos (fotos da autora).

4.1.3 Granito Ramada

O Granito Ramada é composto por um corpo alongado na direção NW-SE, com área aproximada de 65 km² e apresenta feições de deformação dútil posteriores a cristalização do granito, relacionadas a Falha Cerro da Cria (Figura 20). Na área de

estudo, o granito ocorre na forma de lajeados descontínuos de dimensões de 700 x 600 m (Figura 19A). As rochas observadas apresentam cor rosa clara a avermelhada, com baixo grau de alteração e estrutura maciça (Figura 19B,D). A textura é equigranular hipidiomórfica fina a média (1-2 mm) constituída por K-feldspato perítico, quartzo e plagioclásio (Figura 19C,E). A biotita é o principal mineral subessencial, e ocorre de modo muito subordinado como cristais individuais de modo intersticial. Os minerais acessórios incluem zircão, apatita e allanita.

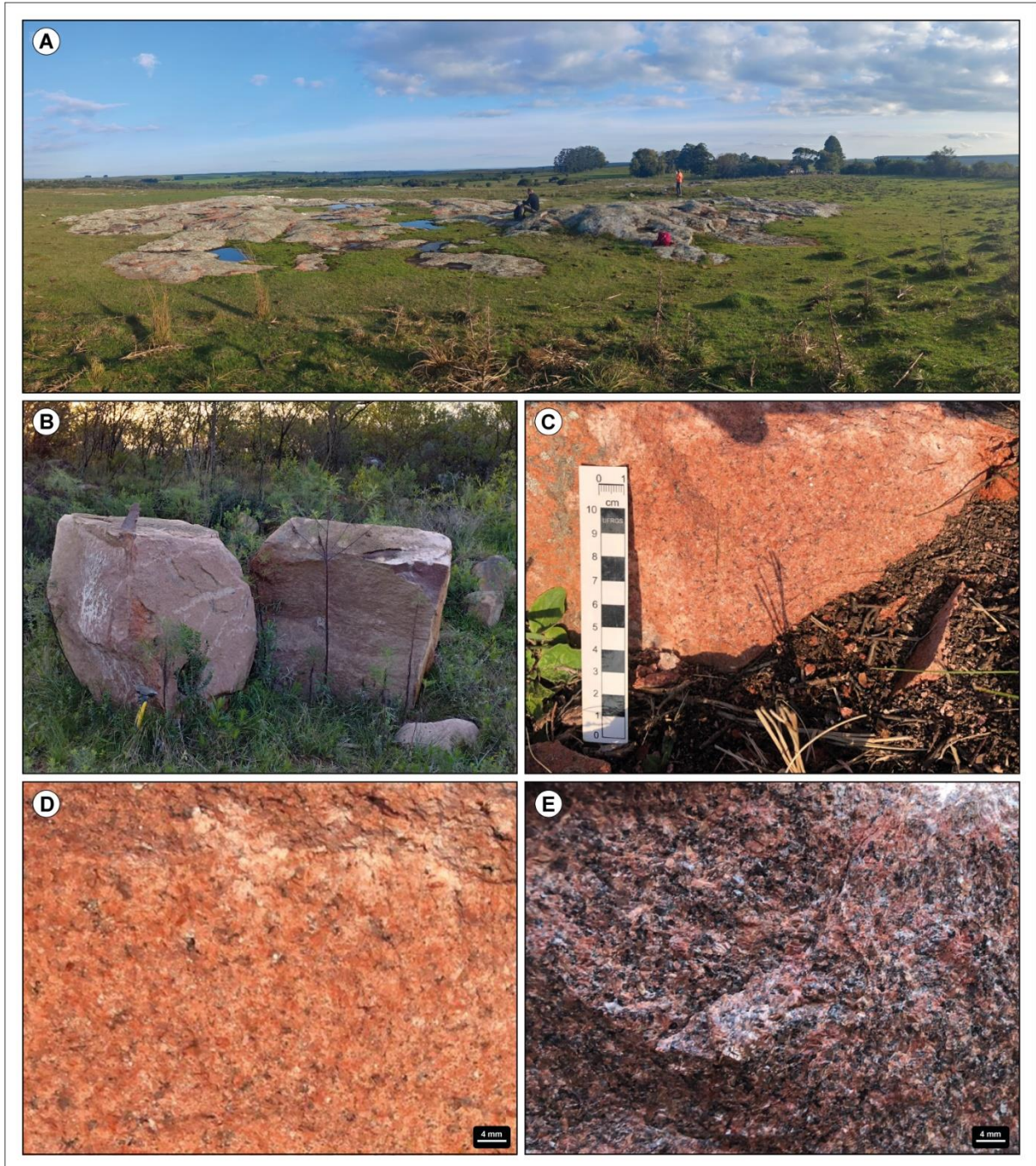


Figura 19: Aspectos de campo do Granito Ramada. A) Afloramento em lajeados com centenas de metros de extensão (ponto MD-04). B) Matação do granito com superfície frescas da rocha. C, D) Aspecto macroscópico do granito com estrutura maciça e textura equigranular fina. E) Estrutura e textura do granito em superfície fresca destacando a o alto teor de quartzo (cinza) (fotos da autora).

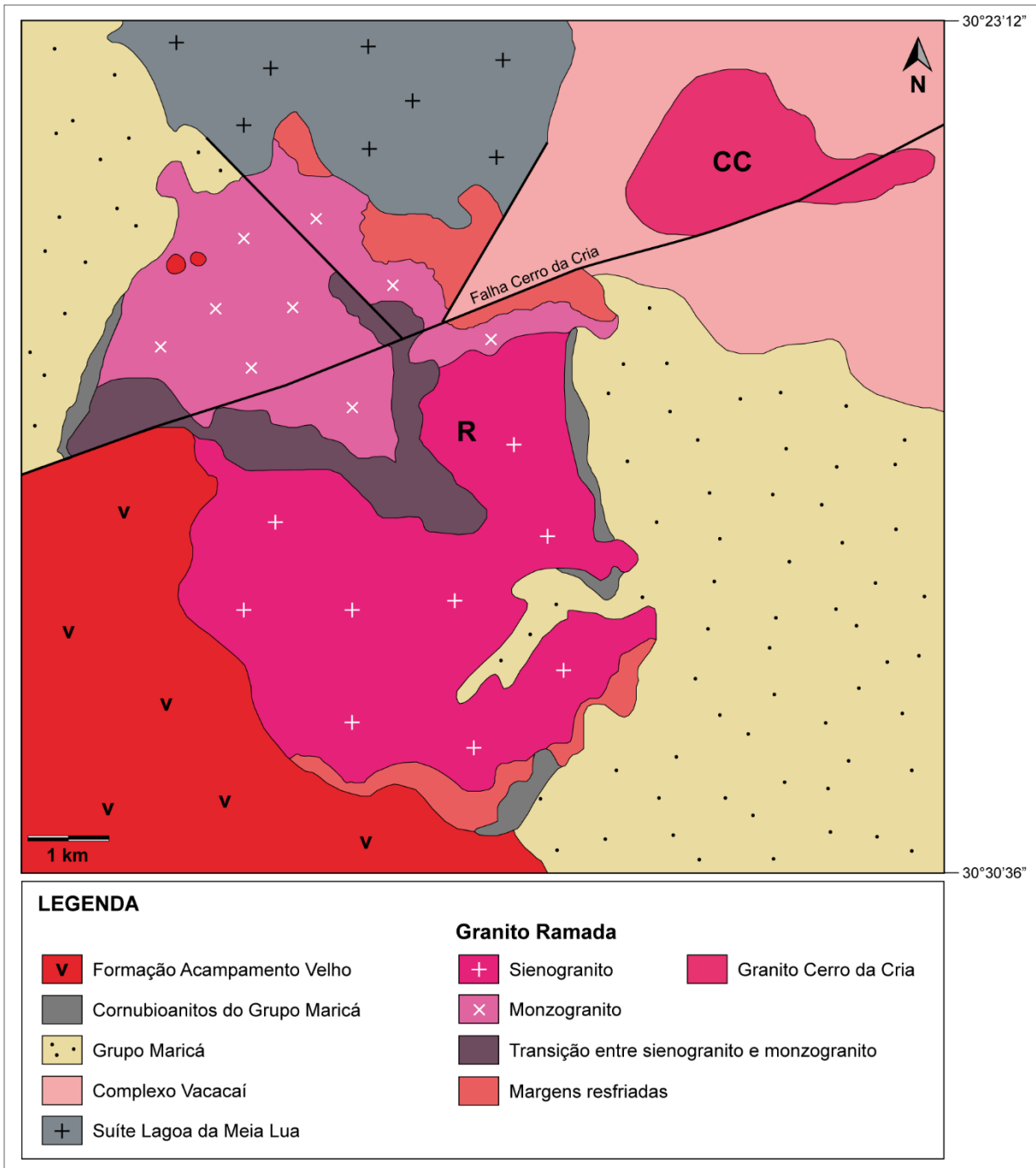


Figura 20: Mapa geológico do Granito Ramada e do Granito Cerro da Cria (modificado de Naime, 1987).

4.1.4 Granito São Manoel

O Granito São Manoel constitui um corpo alongado na direção NW-SE, com extensão de 18 km por 9 km de largura. O granito tem cor cinza claro e estrutura maciça. A textura principal é equigranular hipidiomórfica variando de fina a grossa. A mineralogia essencial consiste em K-feldspato perítico, quartzo ameboide e

plagioclásio, com biotita de mineral subessencial, ocorrendo como cristais individuais intersticiais. Os minerais acessórios incluem zircão, apatita e titanita. A clorita e a muscovita ocorrem substituindo a biotita. Também ocorre a textura rapakivi, caracterizada por coroas finas de plagioclásio de cor branca envolvendo cristais prismático de Kfs de cor rosa. Foi observada a textura mirmequítica, caracterizada pelo intercrescimento de plagioclásio e quartzo.

4.1.5 Granito Jaguari

O Granito Jaguari compreende um corpo circular, pouco alongado na direção N-S, constituindo uma área de aproximadamente 414 km² (Figura 23). O granito é deslocado pela Falha do Perau, apresentando, nessa zona, feições de deformação cataclástica. Na área de estudo, localizada na estrada de acesso a Vila da Palma, foi amostrada a porção norte do granito onde as exposições constituem lajeados e campos de matações contínuos com extensão quilométrica (Figura 22A,B). O granito tem cor rosa a avermelhada e estrutura maciça, com grau de alteração em geral, moderado a alto (Figura 22C,E). A textura é equigranular hipidiomórfica média (1,0-2,5 mm), caracterizada por cuja mineralogia K-feldspato perítico, quartzo e plagioclásio, com biotita intersticial e subordinada (Figura 22D,F). Como minerais acessórios ocorrem zircão, allanita e apatita.

Na porção leste do granito ocorre uma zona de falha com disposição subvertical e grande continuidade, observada nas imagens de satélite e fotografias aéreas. Em campo, uma amostra coletada revelou que esta estrutura é uma zonas de cisalhamento rúptil-dúctil, conforme mostra a foliação milonítica marcada pelo estiramento do quartzo e dos feldspatos, e pela orientação da biotita (Figura 22E,F). O quartzo se encontra recristalizado e com subgrãos, enquanto os feldspatos apresentam recristalização nas bordas.

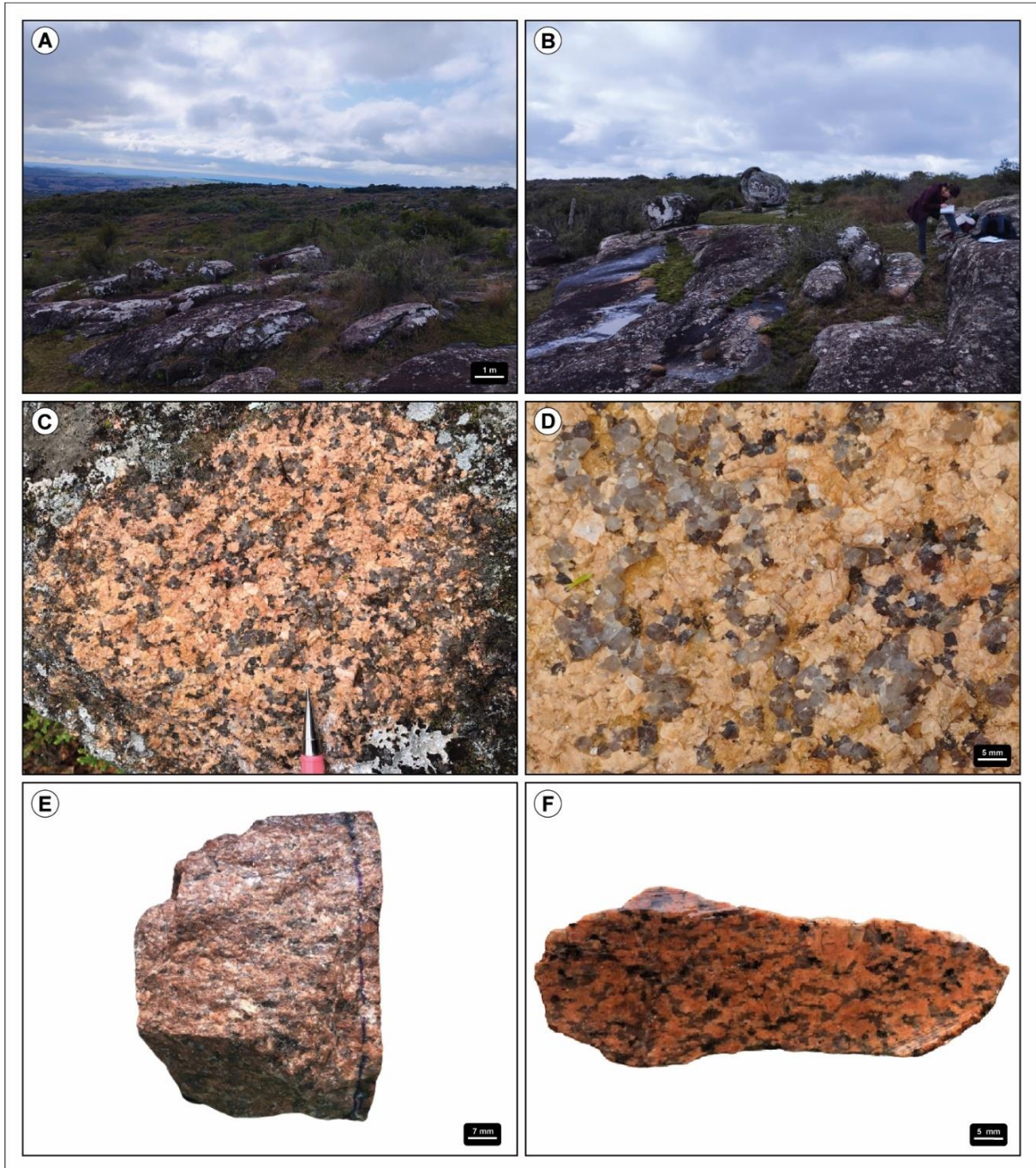


Figura 21: Aspectos macroscópicos do Granito Jaguari. A,B) Campo de matações e lajeados com extensões quilométricas (ponto MD-02). C) Estrutura maciça e textura equigranular média do granito destacando o alto teor de quartzo que ocorre como agregados de cristais globulares. D) Detalhe da imagem anterior ressaltando os agregados de quartzo globulares. E) Amostra de mão do granito fresco, e F) Amostra do granito mostrando a face cortada para a confecção da lâmina delgada (fotos da autora).

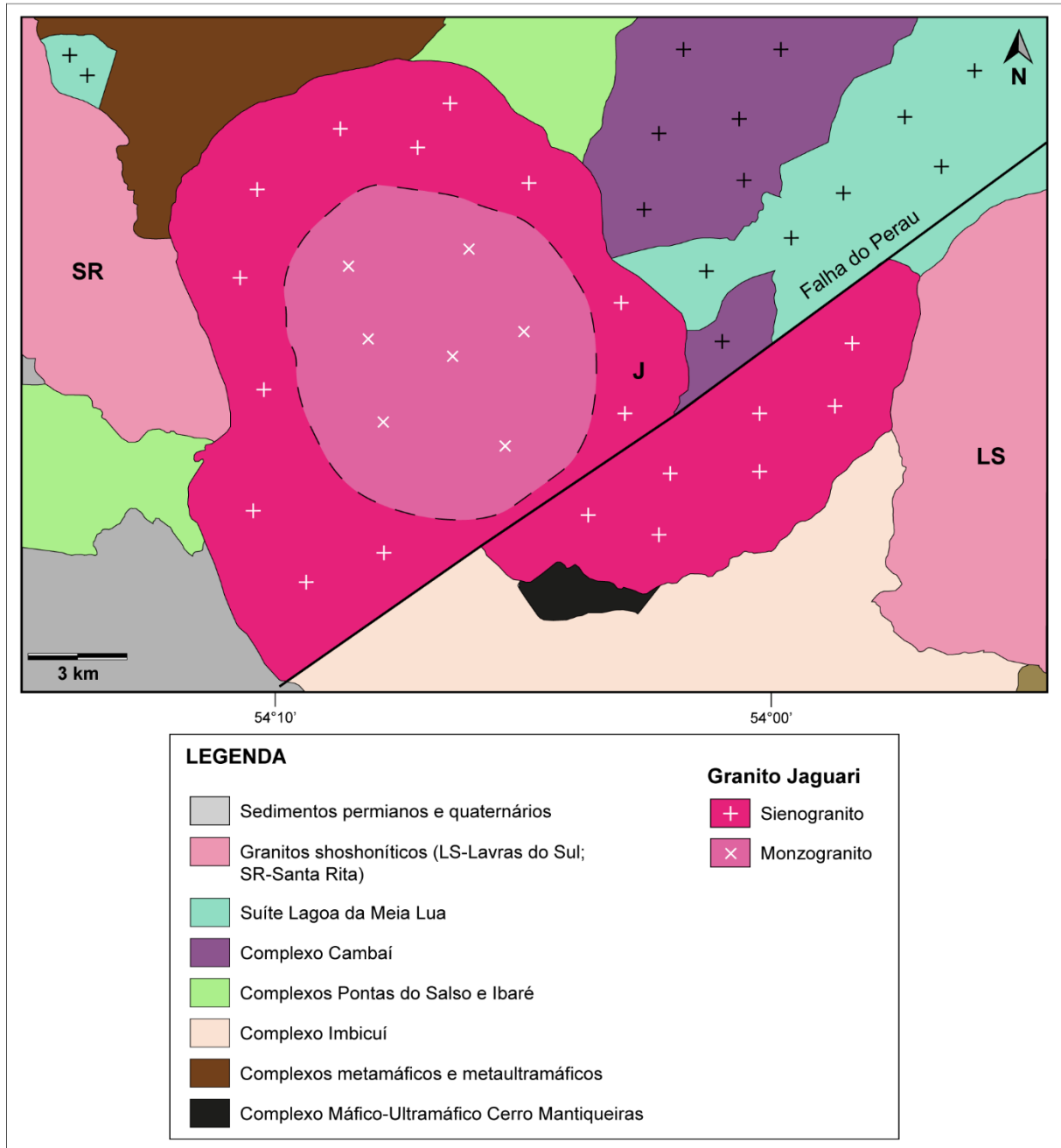


Figura 22: Mapa geológico do Granito Jaguari (modificado de Gastal *et al.*, 1992).

4.1.6 Platô da Ramada

Durante o Mapeamento Geológico Básico I e II do Projeto Vila Nova do Sul (UFRGS, 2022), foi mapeada a porção norte do Platô da Ramada, cuja área mapeada tem extensão aproximada de 12x10 km. Nessa área, a Fm. Acampamento Velho é constituída por depósitos piroclásticos de composição ácida, riolitos foliados e porfíricos e, subordinadamente, diques de traquito e riolito. Esse conjunto de rochas aflora como lajeados e campo de blocos/matacões (Figura 24A,B).

Os depósitos piroclásticos são representados por lapilli-tufos ricos em líticos (Figura 24C), lapilli-tufos ricos em cristais (Figura 24D) e lapilli-tufos ricos em *fiamme* (Figura 24E). Os lapilli-tufos ricos em líticos são rochas de cor rosada com estrutura maciça, estrutura eutaxítica marcada pela orientação de *fiamme* e, localizadamente, estrutura parataxítica evidenciada pelo estiramento de *fiamme*. A matriz apresenta granulometria cinza fina e é composta por litoclastos subangulosos a subarredondados de tamanho lapilli a bloco de composição riolítica e sedimentar. Subordinadamente, apresenta cristaloclastos de K-feldspato e quartzo. Os lapilli-tufo rico em cristais são rosados e apresentam estrutura eutaxítica a parataxítica. São caracterizados por matriz de granulometria cinza fina e cristaloclastos (> 30%) de K-feldspato e quartzo. Por fim, os lapilli-tufos ricos em *fiamme* apresentam estrutura eutaxítica a parataxítica, matriz de granulometria cinza fina e cristaloclastos de K-feldspato e quartzo. Também ocorrem litoclastos vulcânicos e, de modo localizado, de rochas vulcanoclásticas eutaxíticas, caracterizando a rocha como um tufo reomórfico autobrechado.

Os riolitos foliados apresentam níveis milimétricos de cor cinza alternados com níveis rosados, evidenciando a foliação (Figura 24F) São caracterizados por textura porfirítica marcada por fenocristais de quartzo e K-feldspato de tamanho milimétrico e por uma matriz fanerítica fina a muito fina. Apresentam dobras diversas e porções autobrechadas. Os riolitos porfiríticos possuem estrutura maciça e textura porfirítica com fenocristais de K-feldspato e quartzo envoltos por uma matriz equigranular muito fina a afanítica. Subordinadamente, ocorre biotita e anfibólio (hornblenda) ($M' < 3$). Os diques de traquito apresentam extensão métrica e são caracterizados por cor cinza rosado a alaranjado. Apresentam textura porfirítica marcada por fenocristais de K-feldspato e de hornblenda subordinada, imersos em uma matriz equigranular muito fina a afanítica. Os diques de riolito apresentam textura porfirítica com fenocristais de K-feldspato e quartzo envoltos por matriz equigranular fina a afanítica. Ocorre biotita e anfibólio ($M' < 4$).



Figura 23: Aspectos macroscópicos dos riolitos do Platô da Ramada. A) e B) Afloramentos em lajeado e campo de blocos (pontos PVS-1004, PVS- 1030 e PVS-1116). C) Lapilli-tufo rico em líticos com estrutura maciça, D) Lapilli-tufo rico em cristais, E) Lapilli-tufo rico em *fiamme* e F) Riolito com estrutura foliada (fotos da autora).

4.2 Análise petrográfica dos granitos alcalinos

4.2.1 Granito São Sepé

O Granito São Sepé apresenta estrutura maciça e textura equigranular hipidiomórfica fina a grossa (0,3-5 mm) constituída por ortoclásio pertítico (52%), quartzo (24%), plagioclásio (20%) e biotita (2%) (Figura 25A,B). O ortoclásio pertítico possui hábito prismático e apresenta tamanho que varia de 2 a 5 mm. As pertitas são classificadas como do tipo *patch* (Smith & Brown, 1988). O quartzo ocorre em agregados com forma globular/hexagonal e tamanho entre 0,8 e 3 mm (Figura 25C,D). O plagioclásio (0,8-3 mm) possui hábito prismático, macla polissintética e zonação (Figura 25E,F). A biotita apresenta hábito lamelar e possui tamanho entre 0,3 e 0,5 mm, ocorrendo de maneira isolada e pouco presente (Figura 25E,F). Localizadamente, a biotita está sendo substituída por clorita, muscovita e opacos (<1%). Ocorre também textura rapakivi, caracterizada por coroas de plagioclásio envolvendo cristais de K-feldspato. O granito apresenta cavidades miarolíticas caracterizadas por vesículas e amigdalas, indicando que a pressão de voláteis superou a pressão litostática atuante.

A ordem de cristalização é caracterizada pela formação das fases acessórias, constituídas de zircão e apatita, juntamente com o quartzo. Posteriormente, houve a cristalização de plagioclásio e biotita. Por fim, ocorreu a cristalização do K-feldspato, e o lento resfriamento e o rebaixamento da pressão gerou a desmistura dos feldspatos alcalinos e a formação da pertita.

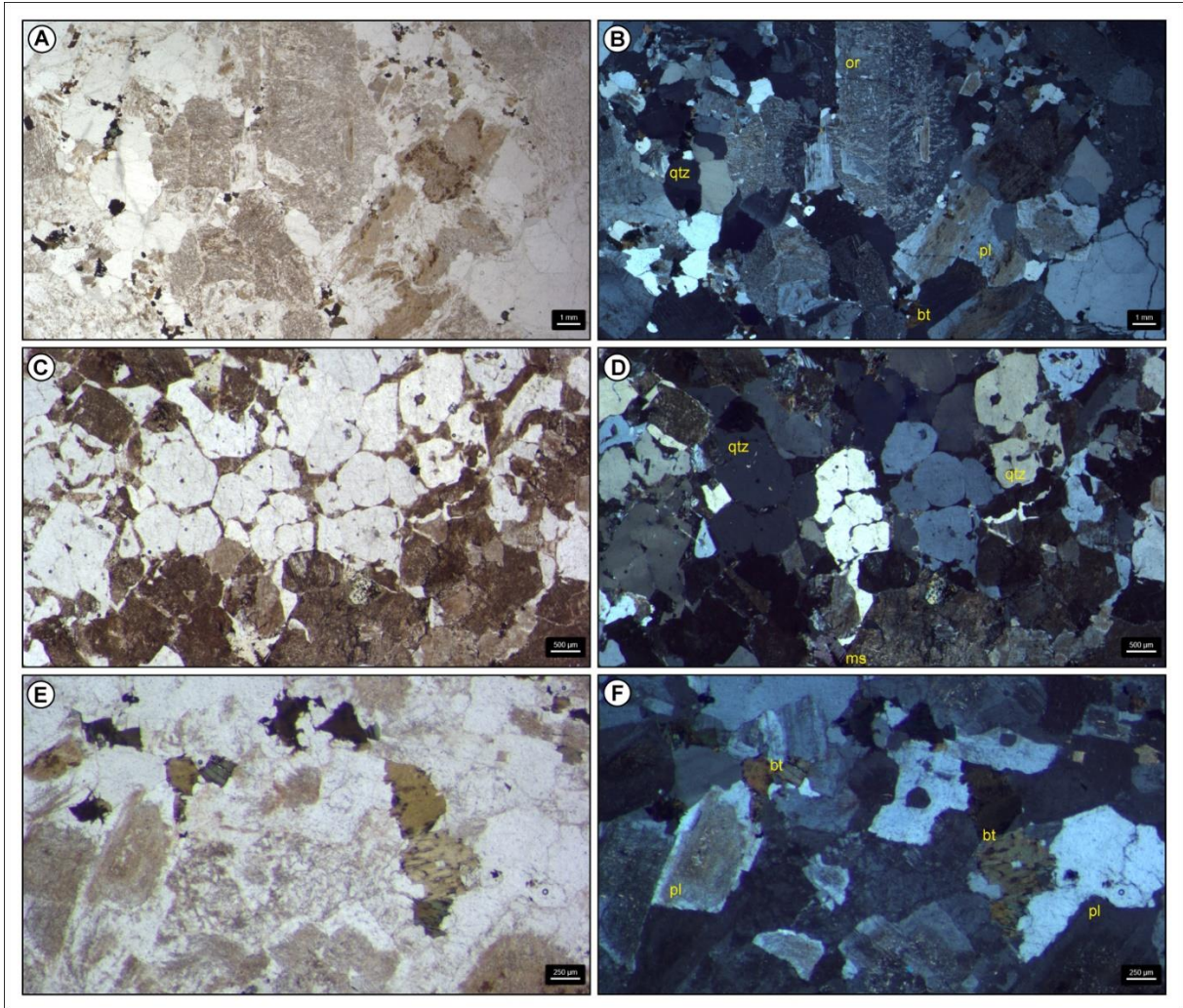


Figura 24: Granito São Sepé. A) Textura equigranular hipidiomórfica ~~fin a grossa~~ média caracterizada por cristais prismáticos subédricos de ortoclásio perfitico e agregados de quartzo globular, com ocorrência localizada de plagioclásio prismático e de biotita intersticial (ND). B) Mesma imagem anterior a NC. C) Detalhe dos agregados de quartzo globular (ND), D) Mesma imagem anterior a NC. E) Cristais ripiformes de plagioclásio com núcleo alterado indicando zonação composicional do tipo normal (ND), F) Mesma imagem anterior a NC. Legenda: NC- Nicóis cruzados, ND- Nicóis descruzados.

4.2.2 Granito Cerro da Cria

O Granito Cerro da Cria apresenta estrutura maciça e textura porfírica constituída por fenocristais de K-feldspato (57%), plagioclásio (23%), quartzo (19%), e biotita (<1%) (Figura 26A,B) envoltos por uma matriz muito fina composta por quartzo, K-feldspato e plagioclásio. Os fenocristais de quartzo apresentam hábito globular e variam de tamanho desde 0,5 a 3 mm. O K-feldspato é o ortoclásio e ocorre como fenocristais com forma prismático e com macla Carlsbad, com tamanhos entre 0,5 e 1,2 mm. Os cristais de plagioclásio (0,5-1 mm) têm forma prismática e tamanhos entre 0,5 e 1,0 mm, com zonação composicional normal. A biotita (0,2-0,25 mm)

apresenta forma lamelar pouco preservado devido a substituição praticamente total por minerais opacos (<1%). Os minerais opacos apresentam forma anédrica com tamanhos entre 0,08 e 1 mm. O granito também apresenta textura esferulítica marcada pelo intercrescimento de K-feldspato e quartzo com hábito fibroso e disposição radial. No centro dos esferulitos observa-se fenocristais de quartzo e de K-feldspato (Figura 26C,D). A textura mimerquítica ocorre na matriz e na borda dos esferulitos, evidenciada pelo intercrescimento de cristais de plagioclásio ou K-feldspato com vênulas de quartzo (Figura 26E,F)

A ordem de cristalização consistiu em duas fases de cristalização. Na primeira ocorre a formação precoce do quartzo, plagioclásio e biotita, e, posteriormente, de K-feldspato, seguida pela cristalização de uma matriz plagioclásio, K-feldspato e quartzo.

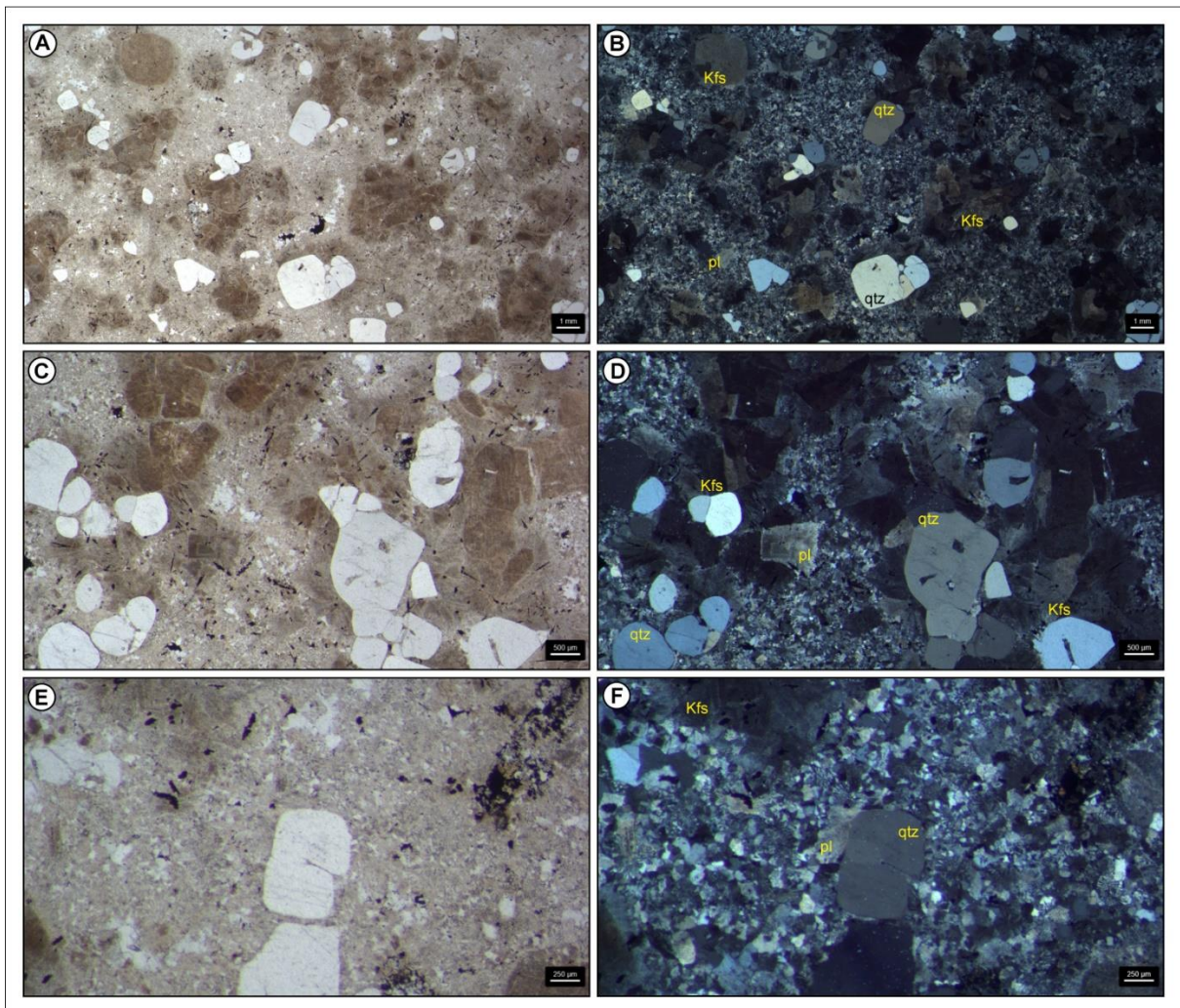


Figura 25: Granito Cerro da Cria. A) Textura porfírica caracterizada por fenocristais de K-feldspato, quartzo e plagioclásio (ND). B) Mesma imagem anterior a NC. C) Detalhe dos esferulitos que ao redor fenocristais de quartzo globular e K-feldspato (ND). D) Mesma imagem anterior a NC. E) Detalhe da

matriz composta por K-feldspato, quartzo e plagioclásio, e da textura mimerquítica (ND). F) Mesma imagem anterior a NC. Legenda: NC- Nicóis cruzados, ND- Nicóis descruzados. Legenda: NC- Nicóis cruzados, ND- Nicóis descruzados.

4.2.3 Granito Ramada

O Granito Ramada apresenta estrutura maciça e textura equigranular hipidiomórfica média a grossa (0,3-3,2 mm) composta por K-feldspato perítico (35%), plagioclásio (30%), quartzo (29%), biotita (1%) e hornblenda (1%) (Figura 27A,B). O K-feldspato perítico apresenta hábito prismático e tamanhos entre 0,6 e 3,2 mm. A peritita pode ser classificada como do tipo *chama* e *patch* (Smith & Brown, 1988). O quartzo apresenta hábito globular/hexagonal e varia de 0,3 a 3 mm. O plagioclásio (0,4-1 mm) apresenta hábito prismático, macla polissintética e zonação. A biotita apresenta hábito lamelar e tamanhos entre 0,3 e 0,8 mm. A hornblenda possui hábito prismático e tamanhos entre 0,2 e 0,4 mm. A biotita e a hornblenda estão parcialmente substituídas por opacos anédricos de tamanho entre 0,05 e 0,4 mm (1%), e por clorita (<1%) (Figura 27C,D). O granito também apresenta textura rapakivi, marcada pelo crescimento de plagioclásio ao redor de cristais de K-feldspato.

A ordem de cristalização iniciou com a cristalização concomitante de quartzo e fases acessórias como zircão, titanita e apatita (Figura 27E,F), seguida da cristalização de hornblenda e plagioclásio, e de biotita e allanita. Posteriormente, houve a cristalização de K-feldspato perítico.

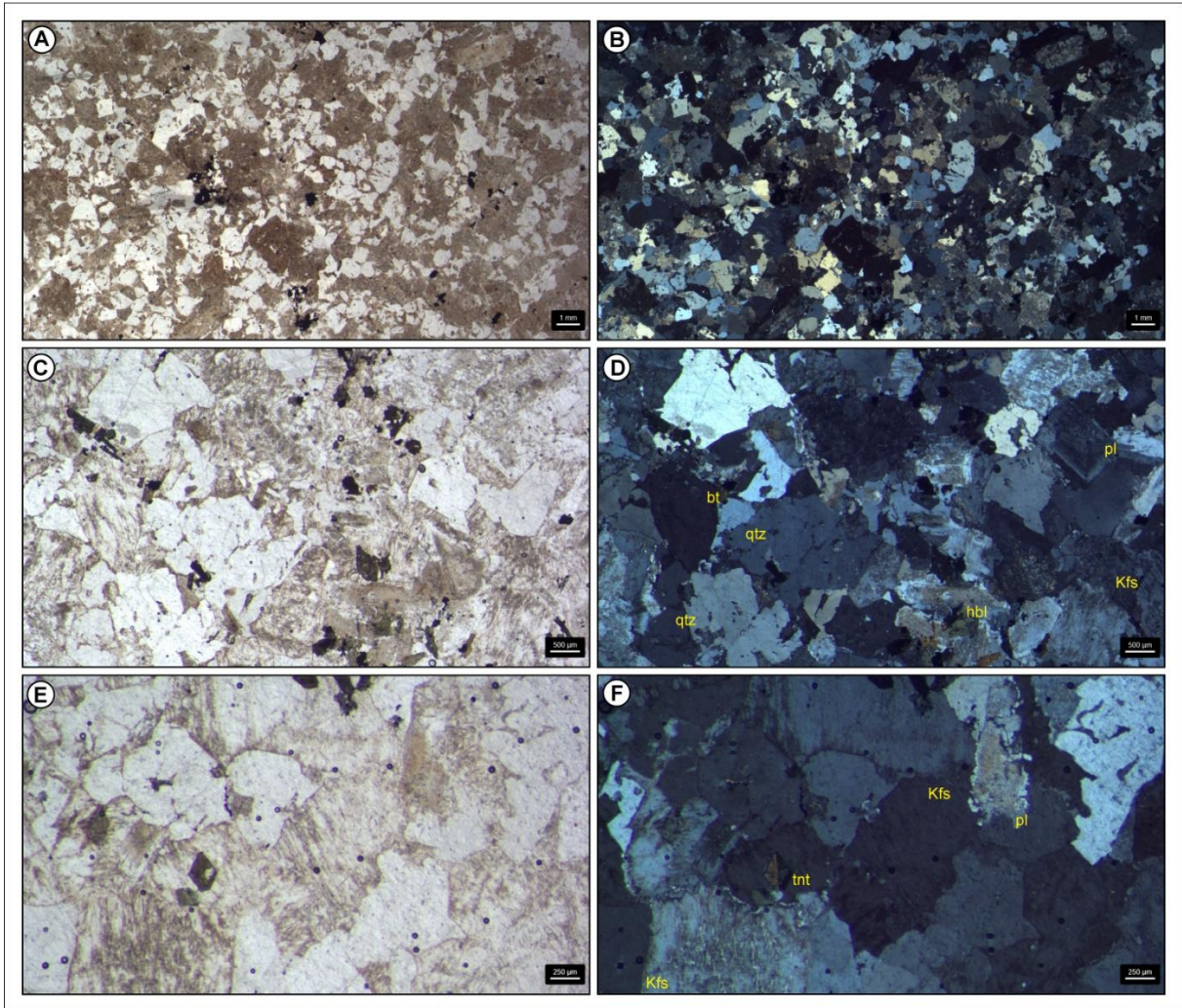


Figura 26: Granito Ramada. A) Textura equigranular hipidiomórfica média a grossa caracterizada por agregados de quartzo globular e cristais de K-feldspato pertítico, com ocorrência localizada de plagioclásio prismático, biotita e hornblenda (ND). B) Mesma imagem anterior a NC. C) Detalhe da textura com quartzo globular, K-feldspato pertítico, plagioclásio zonado, biotita e hornblenda (ND). D) Mesma imagem anterior a NC. E) Detalhe dos cristais de K-feldspato pertítico, titanita euédrica losangular com macla e plagioclásio (ND). F) Mesma imagem anterior a NC. Legenda: NC- Nicóis cruzados, ND- Nicóis descruzados.

4.2.4 Granito São Manoel

O Granito São Manoel apresenta estrutura maciça dominante. A textura é inequigranular hipidiomórfica fina a grossa (0,5-5 mm) constituída por microclínio (42%), quartzo (30%), plagioclásio (22%) e biotita (3%) (Figura 24A,B). A porção NW do corpo é afetada pela Zona de Cisalhamento Palma-Vila Nova do Sul, onde o granito apresenta estrutura foliada marcada pela orientação de biotita (Figura 28A,B). O microclínio apresenta macla xadrez, hábito prismático e tamanhos entre 2 e 4 mm. O quartzo (1-5 mm) apresenta forma anédrica dominante, em que poucos cristais apresentam hábito aproximadamente globular/hexagonal. O plagioclásio apresenta

hábito prismático, zonação e tamanhos entre 0,5 e 1 mm. A biotita apresenta hábito lamelar e possui tamanhos que variam de 0,2 a 1 mm, sendo substituída parcialmente por clorita e minerais opacos (Figura 28C,D). A textura mirmequítica ocorre de modo localizado, sendo caracterizada pelo intercrescimento de plagioclásio com vênulas de quartzo (Figura 28E,F).

A ordem de cristalização consiste na cristalização inicial de zircão e apatita juntamente com o quartzo, seguida pelo plagioclásio, biotita e allanita. Por fim, ocorreu a cristalização do microclínio.

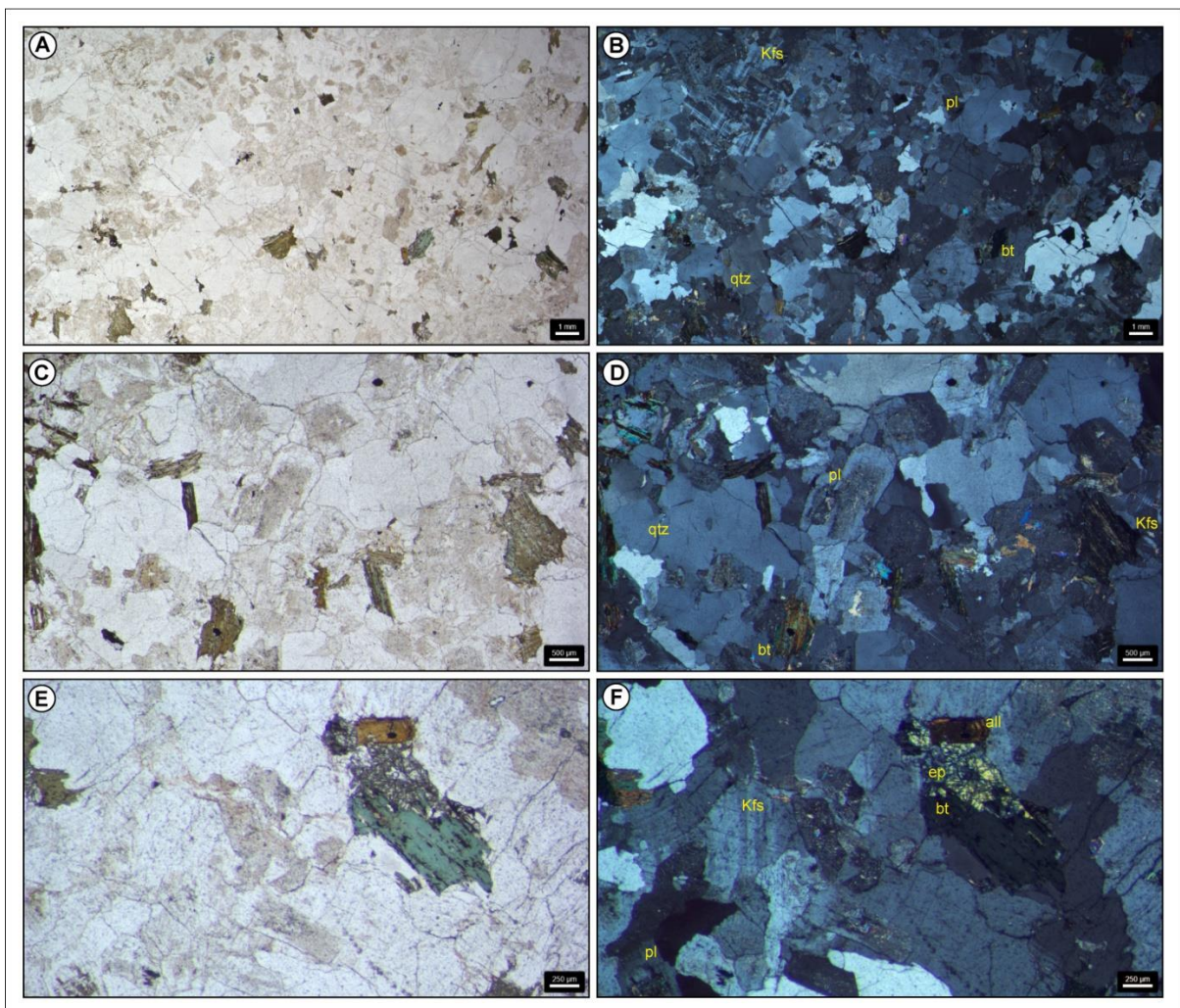


Figura 27: Granito São Manoel. A) Textura equigranular inequigranular hipidiomórfica fina a grossa caracterizada grandes cristais de microclínio pertítico, agregados de quartzo, plagioclásio prismático e biotita (ND). B) Mesma imagem anterior a NC. C) Detalhe da textura plagioclásio zonado, quartzo, microclínio pertítico e biotita (ND). D) Mesma imagem anterior a NC. E) Detalhe da biotita substituída para clorita e do cristal euédrico de allanita com coroa de epidoto (ND). F) Mesma imagem anterior a NC. Legenda: NC- Nicóis cruzados, ND- Nicóis descruzados.

4.2.5 Granito Jaguari

O Granito Jaguari apresenta estrutura maciça e textura equigranular hipidiomórfica fina a média (0,7-3 mm) constituída por ortoclásio pertítico (44%), quartzo (33%), plagioclásio (18%) e biotita do tipo anita (2%) (Figura 29A,B). O ortoclásio pertítico apresenta hábito prismático e tamanhos que variam entre 2 e 3 mm. A pertita é classificada como do tipo *patch* e em veios (Smith & Brown, 1988). Muitos cristais de ortoclásio encontram-se envoltos por albita advinda da própria pertita. O quartzo ocorre como agregados com hábito globular/hexagonal com tamanhos entre 1 e 3 mm. O plagioclásio possui hábito prismático e apresenta macla polissintética e zonação, variando o tamanho desde 0,7 a 1 mm. A biotita (0,8-1 mm) apresenta hábito lamelar e encontra-se parcialmente substituída por minerais opacos (<1%) (Figura 29C,D,E,F). A ordem de cristalização consiste na cristalização inicial das fases minerais, como zircão, apatita e titanita, concomitantemente com o quartzo. Em seguida, ocorreu a cristalização plagioclásio e biotita. Finalmente, houve a cristalização de ortoclásio pertítico.

O Granito Jaguari apresenta-se cortado ao longo de seu bordo leste por uma zona de cisalhamento rúptil-dúctil também conhecida como Falha Cerro dos Cabritos, importante estrutura que delimita a parte oeste do Rifte Santa Bárbara (Figura 15). Essa falha desloca o granito através de uma cinemática transcorrente e lateral esquerda. Nessa zona de cisalhamento, o granito apresenta foliação milonítica evidenciada pelo estiramento do quartzo, do ortoclásio e do plagioclásio, além da orientação da biotita *fish* (Figura 30A,B,C,D). O quartzo está recristalizado e com subgrãos, ao passo que o ortoclásio e o plagioclásio apresentam predominantemente feições rúpteis de quebra dos grãos, ocorrendo uma limitada recristalização apenas nas bordas dos grãos (Figura 30C,D,E,F).

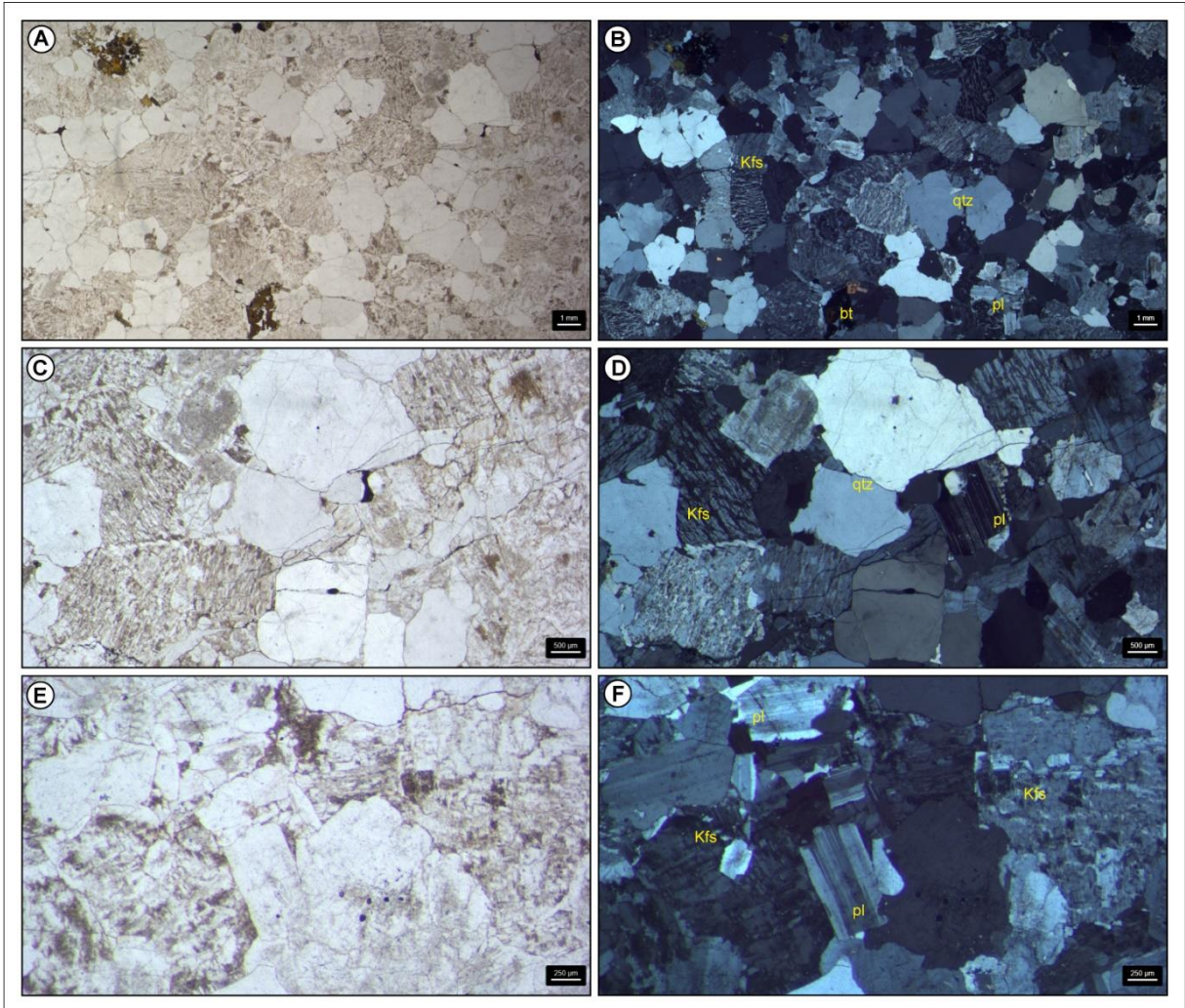


Figura 28: Granito Jaguari. A) Textura equigranular fina a média caracterizada por cristais prismáticos subédricos de ortoclásio pertítico e agregados de quartzo globular, com ocorrência localizada de plagioclásio prismático e de biotita intersticial (ND). B) Mesma imagem anterior a NC. C) Detalhe dos agregados de quartzo, do ortoclásio pertítico e do plagioclásio prismático com macla polissintética (ND). D) Mesma imagem anterior a ND. E) Detalhe do plagioclásio prismático subédrico com macla polissintética e do ortoclásio pertítico. F) Mesma imagem anterior a NC. Legenda: NC- Nicóis cruzados, ND- Nicóis descruzados.

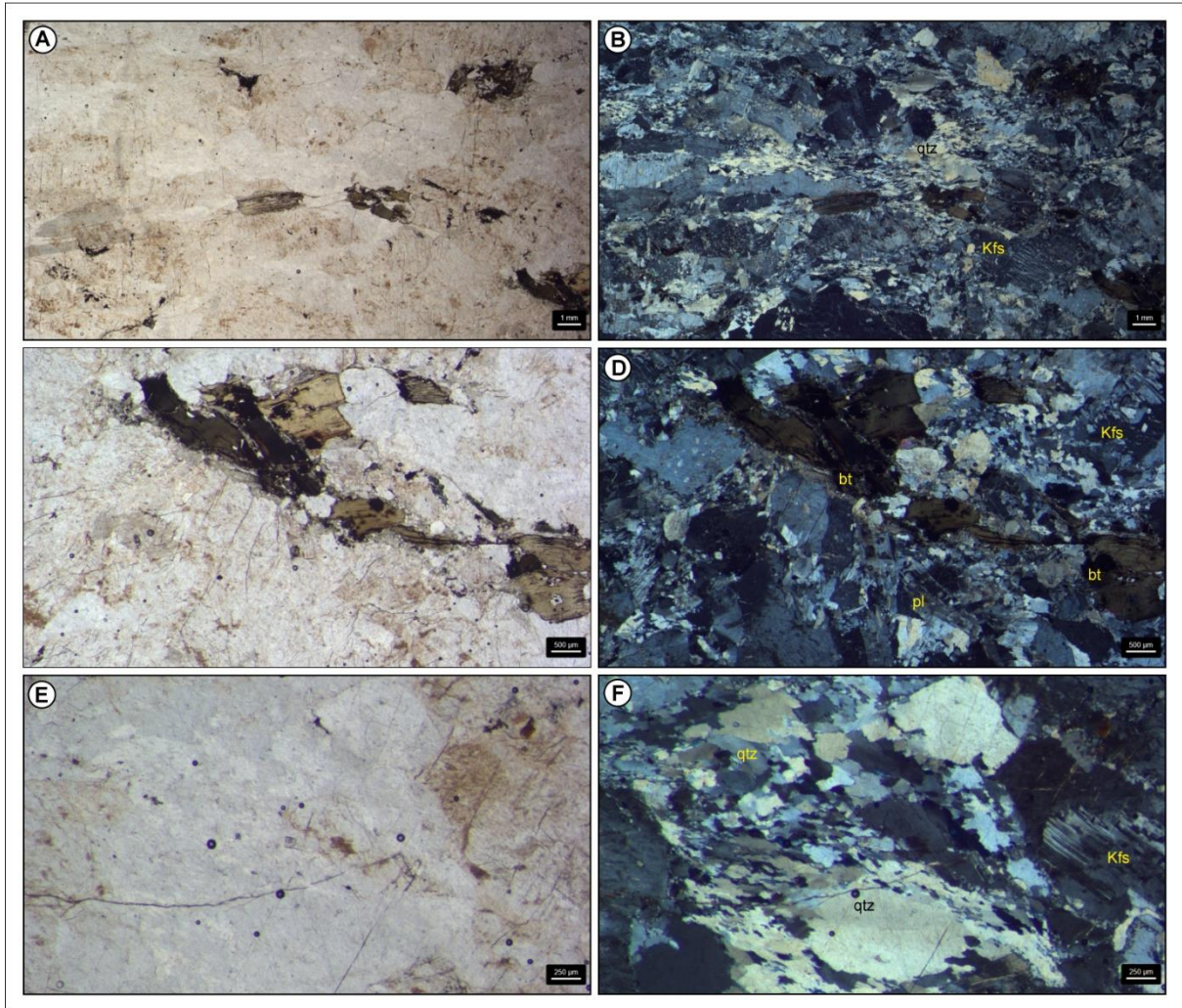


Figura 29: Granito Jaguari. A) Foliação milonítica marcada pelo estiramento do quartzo, do ortoclásio e do plagioclásio, e orientação da biotita (ND). B) Mesma imagem anterior a NC. C) Detalhe dos agregados de biotita *fish* e do mosaico composto por quartzo recristalizado (ND). D) Mesma imagem anterior NC. E) Detalhe do mosaico composto por quartzo recristalizado e da torção da macla xadrez do microclínio (ND). F) Mesma imagem anterior a NC. Legenda: NC- Nicóis cruzados, ND- Nicóis descruzados.

4.3 Análise modal

A análise modal foi realizada em 07 lâminas delgadas, incluindo 02 amostras do Granito São Sepé, 01 do Granito Cerro da Cria, 02 do Granito Ramada, 01 do Granito São Manoel e 02 do Granito Jaguari. Os granitos foram classificados como monzogranitos, sienogranitos e quartzo sienitos (Figura 31), ocupando o campo dos granitos de fusão crustal e superpondo com o final das linhas de evolução (*trends*) das séries alcalinas e cálcio-alcalina monzonítica no QAP (Streckeisen, 1976; de Lameyre & Bowden, 1982). As principais características petrográficas como K-feldspato perítico ou mesmo do tipo peritita, associado a presença de quartzo globular e/ou hexagonal,

suportado pelos elevados teores de SiO_2 e de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) (~ 9.5-10 % em peso), indicam que os granitos estão relacionados a líquidos de afinidade alcalina ou cálcio-alcalina muito diferenciados. A ausência de feições indicativas da afinidade peraluminosa, como duas micas (Bt+Ms), presença de granada, ou fases mais aluminosas como cordierita, sillimanita e/ou andaluzita, descarta a interpretação destes granitos como relacionados a fusão crustal.

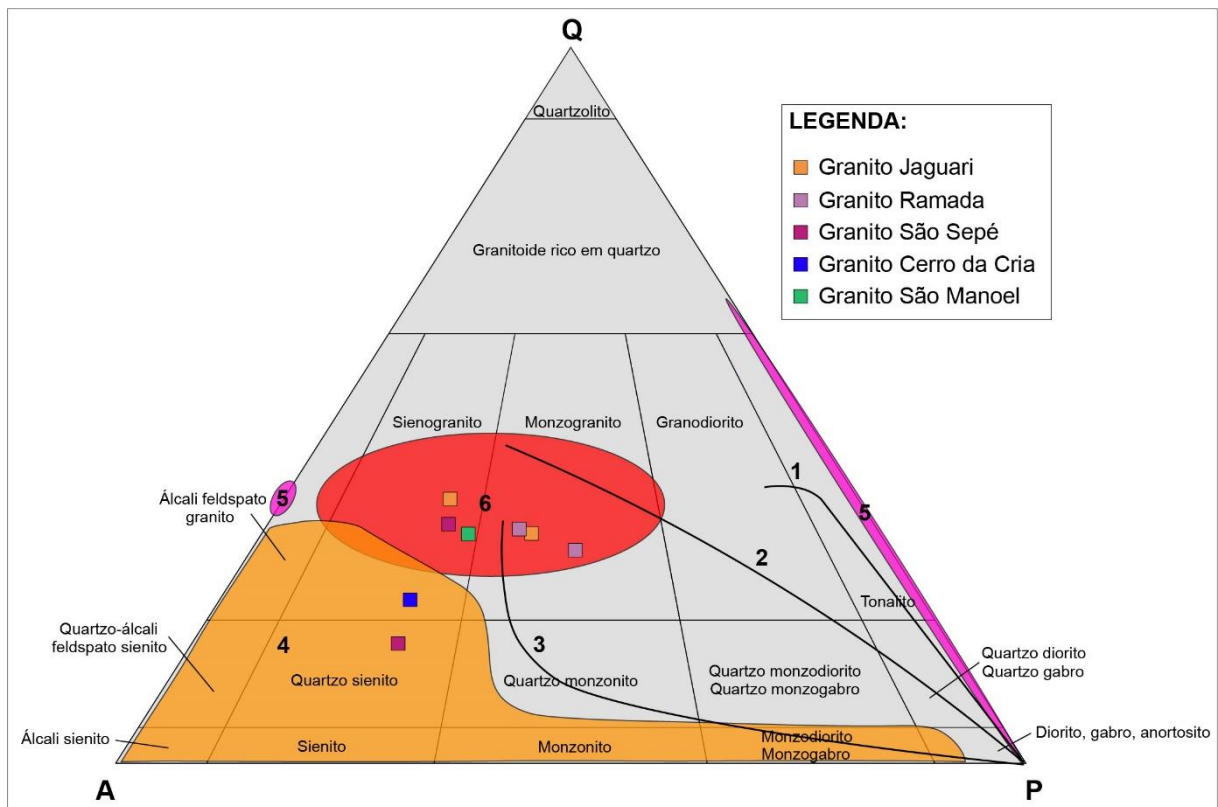


Figura 30: Representação da análise modal no diagrama QAP (adaptado de Streckeisen, 1976) e principais séries magmáticas (adaptado de Lameyre & Bowden, 1982). Legenda: 1-série cálcio-alcalina trondhjemitica, 2-série cálcio-alcalina granodiorítica, 3-série cálcio-alcalina monzonítica, 4-série alcalina, 5-série toleítica e 6-granitos de fusão crustal.

4.4 Geoquímica de rocha total

4.3.1 Classificação, série magmática e processos de diferenciação

A avaliação petrológica deste projeto tem como base a comparação de uma série de parâmetros entre dois grupos de rochas contemporâneas e provavelmente correlatas no sentido de representarem a porção inferior e superior de um mesmo edifício magmático. Neste contexto, a comparação entre a composição química dos granitos São Sepé, Cerro da Cria, Ramada, São Manoel e Jaguari e as rochas

vulcânicas da Fm. Acampamento Velho representam um evento magmático importante com idade média de ~ 570 Ma.

Para a comparação da composição geoquímica foi utilizado um banco de dados contendo um total de 154 análises, sendo 27 do Granito São Sepé (Sartori & Ruegg, 1979; Sartori, 1978; Porcher *et al.*, 1995), 6 do Granito Cerro da Cria (Naime, 1987), 34 do Granito Ramada (Naime, 1987; Nardi & Bonin, 1991;) e 21 do Granito Jaguarí (Nardi & Bonin, 1991; Gastal *et al.*, 1992). Das rochas vulcânicas da Fm. Acampamento Velho o conjunto de 56 amostras inclui rochas vulcânicas ácidas (dados do orientador Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer), dioritos (Matté, 2008; Matté *et al.*, 2011) e basaltos (Vedana *et al.*, 2017).

Os granitos estudados apresentam teores de SiO₂ variando de 70,5% e 77% (São Sepé: 70,5-77 %, Ramada: 70-77 %, Cerro da Cria: 74-76 %, Jaguarí: 74-77, em peso), correspondendo a granitos no diagrama TAS (Figura 32A), a granitos e álcali-granitos no diagrama R₁-R₂ (Figura 32B), com a porção híbrida do Granito São Sepé apresentando composição de granodioritos. Os teores de SiO₂ das rochas vulcânicas ácidas Fm. Acampamento Velho são muito similares e variam entre 70 e 77%, e as rochas são classificadas como riolitos. Os teores de Al₂O₃ dos granitos são moderados e variam entre 12 e 14,5% em peso, semelhantes aos das vulcânicas ácidas da Fm. Acampamento Velho. Os teores de álcalis (Na₂O+K₂O) são elevados e variam entre 8 e 9,5% em peso.

No diagrama P-Q de Debon & Le Fort (1983) as rochas graníticas e vulcânicas ácidas ocupam o campo dos adamelitos, onde observa-se a sobreposição das composições ácidas da Fm. Acampamento Velho e do *trend* evolutivo, com os granitos caindo predominantemente no campo dos monzogranitos, e subordinadamente, nos sienogranitos. O *trend* principal dos granitos se dispõe sob as tendências da série alcalina supersaturada (ALKOS) e na parte evoluída da série cálcio-alcalina (granodiorítico) (CALK) (Figura 32C). Os termos graníticos mais máficos associados ao Granito São Sepé, se diferenciam dos granitos principais e caem no campo dos monzonitos e quartzo monzodioritos, sob um *trend* subalcalino monzonítico, e também no campo dos qz monzonito no diagrama Ab-An-Or (Figura 32D). Os basaltos da Fm. Acampamento Velho encontram-se dispersos no diagrama, ocupando o campo do quartzo diorito e gabro, enquanto os dioritos do Platô da Ramada estão situados no campo do quartzo monzodiorito e quartzo monzonito.

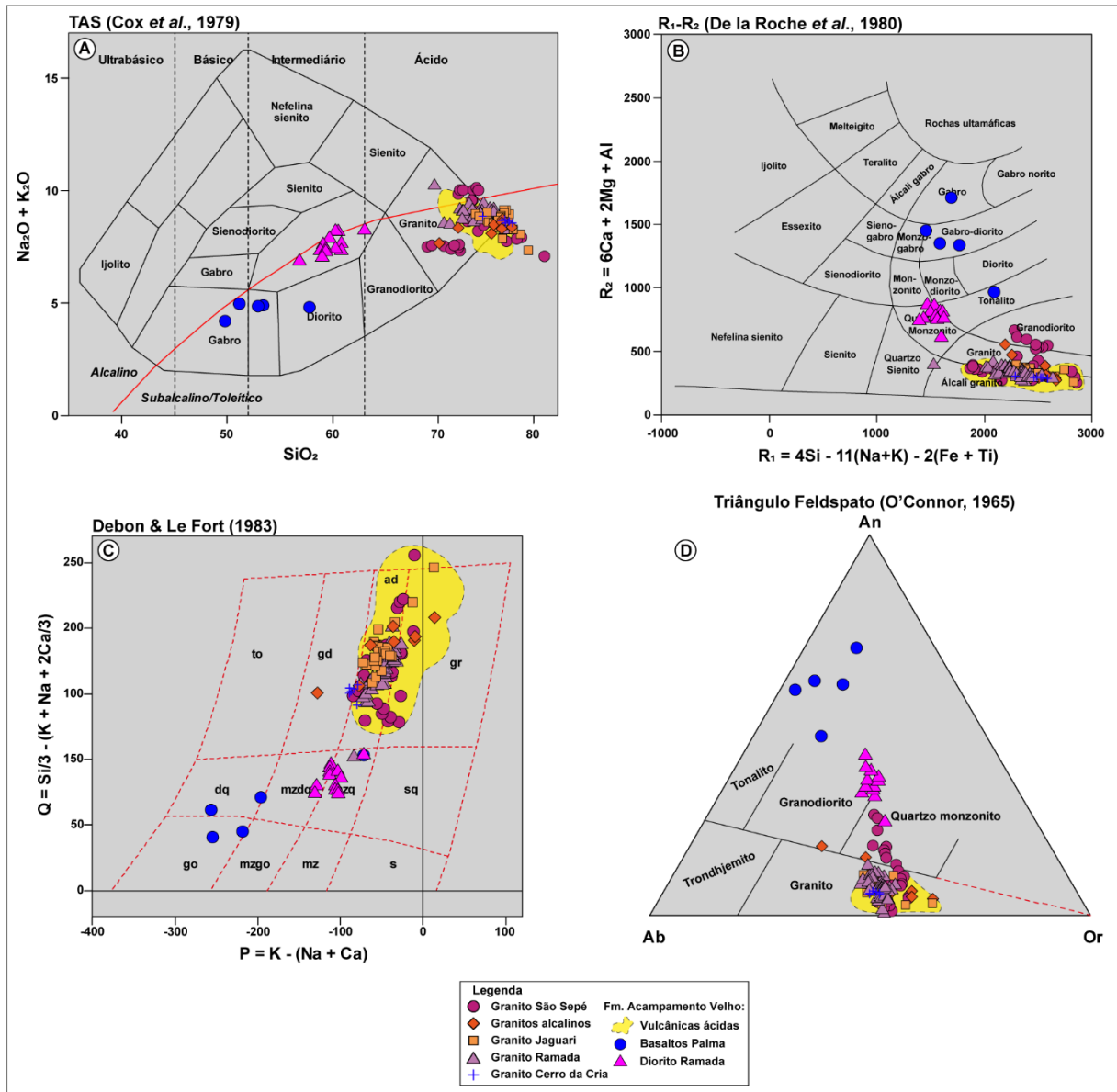


Figura 31: A) Diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979); B) Diagrama R₁-R₂ (De la Roche *et al.*, 1980); C) Diagrama P-Q (Debon & Lefort, 1983); D) Diagrama Ab-Na-Or (O'Connor, 1965).

Os granitos estudados têm caráter subalcalino e são metaluminosos a ligeiramente peraluminosos, com alguma superposição no campo das rochas peralcalinas quando representados no diagrama do Índice de Saturação em Alumínio de Shand (1943) (Figura 33A). As rochas vulcânicas ácidas mostram a mesma variação, embora tenham um caráter levemente mais peralcalino. No diagrama catiônico A-B de Villaseca *et al.* (1998) é possível observar com maior detalhe a dispersão das amostras, destacando que os granitos em sua maioria são metaluminosos, ao contrário das vulcânicas, que predominam no campo das rochas levemente peraluminosas (Figura 33B). Os basaltos da Palma e os dioritos do Granito Ramada constituem dois grupos distintos e metaluminosos.

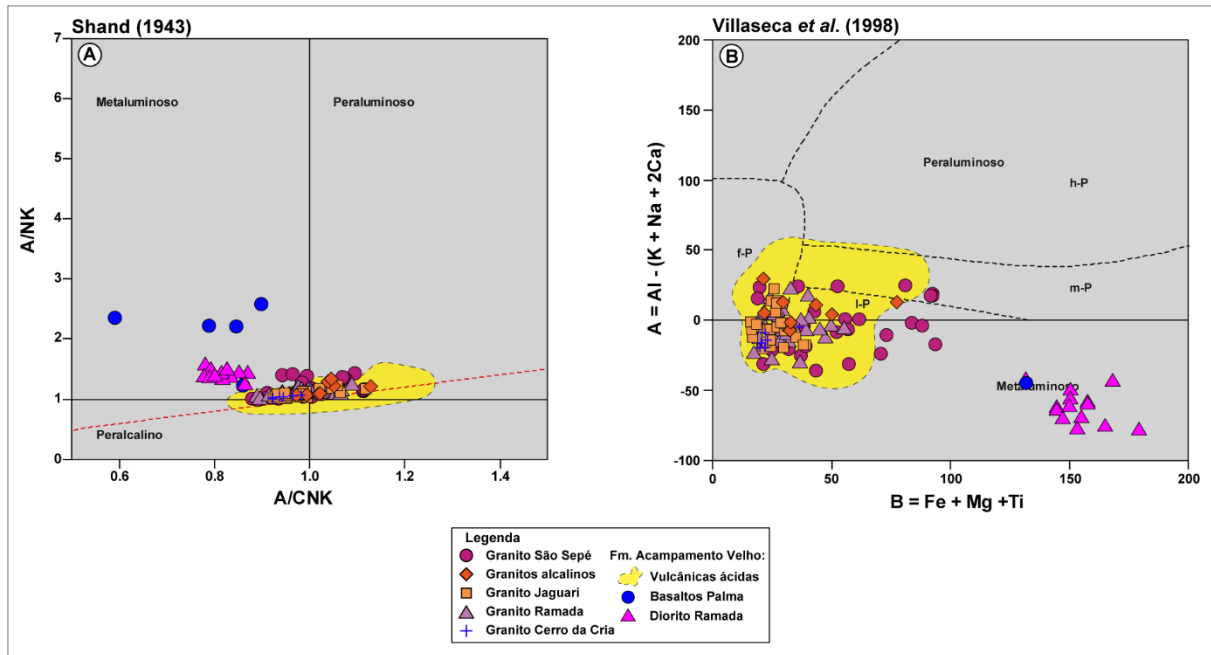


Figura 32: A) Diagrama A/NK versus A/CNK (Shand, 1943); B) Diagrama A-B (Villaseca *et al.*, 1998).

No diagrama que avalia o Índice de Enriquecimento em Ferro de Frost *et al.* (2001) os granitos e as rochas vulcânicas ácidas da Fm. Acampamento Velho foram classificadas como férricas/ferrosas, ocupando o campo das rochas alcalinas (Figura 34A). Novamente, as amostras menos diferenciadas de bt monzogranitos e os granitos transicionais do Granito São Sepé encontram-se dispersas, sendo classificadas como magnesianas devido a influência de processos de hibridização gerados pela interação química (*mixing*) com um magma básico de origem mantélica. Os basaltos também foram classificados como magnesianos. Os dioritos do Granito Ramada, entretanto, ocupam o campo férrico/ferroso atestando a sua afinidade alcalina. A relação entre álcalis e sílica disposta no diagrama MALI de Frost *et al.* (2001) indica que a maioria dos granitos se dispõe ao longo do *trend* das séries alcali-cálcicas, com a parte mais diferenciada entrando no campo das rochas cálcio-alcalinas (Figura 34B). As rochas vulcânicas da Fm. Acampamento Velho mostram uma composição mais variável entre alcalina, alcali-cálcica e cálcio-alcalina.

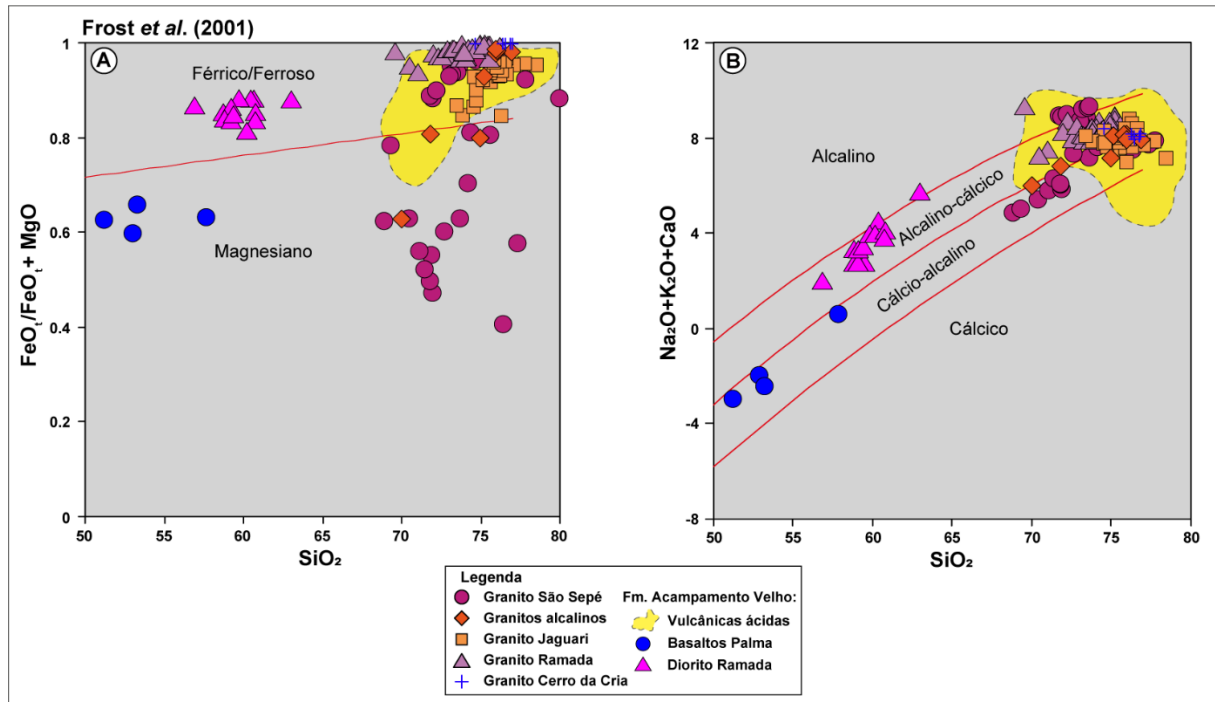


Figura 33: A) Diagrama do Índice de Enriquecimento em Ferro (Frost *et al.*, 2001); B) Diagrama MALI (Frost *et al.*, 2001).

O caráter alcalino dos granitos e das rochas vulcânicas ácidas da Fm. Acampamento Velho fica evidente também nos diagramas de Sylvester (1989) (Figura 35A) e de Whalen (1987) (Figura 35B,C,D,E,F). Algumas amostras do Granito São Sepé foram classificadas como cálcio-alcalinas. No diagrama de Zr/TiO_2 versus SiO_2 de Winchester & Floyd (1977), entretanto, os granitos e as rochas vulcânicas estão parcialmente sobrepostos, ocupando o campo do riolito, e riodacito/dacito. As rochas vulcânicas mostram teores mais elevados de Zr e mais pobres em Ti. As amostras ácidas do Granito São Sepé demonstram sua alcalinidade e caem no campo do comendito/pantalerito, assim como os dioritos do Granito Ramada que caem no campo dos traquiandesitos. Os basaltos foram classificados como basaltos subalcalinos (Figura 36A). No diagrama de Zr/TiO_2 versus Nb/Y de Winchester & Floyd (1977), as rochas vulcânicas da Fm. Acampamento Velho são classificadas como riolitos, comenditos/pantaleritos e, subordinadamente, traquiandesitos, entretanto, a superposição com os granitos é subordinada, salientando os teores mais baixos de Zr e de Nb dos granitos (Figura 36B). As amostras dos granitos estão mais dispersas, ocupando os campos do riolito, riodacito/dacito, traquiandesito e traquito. Os basaltos foram classificados como andesitos e basaltos, e os dioritos foram classificados como riodacitos/dacitos.

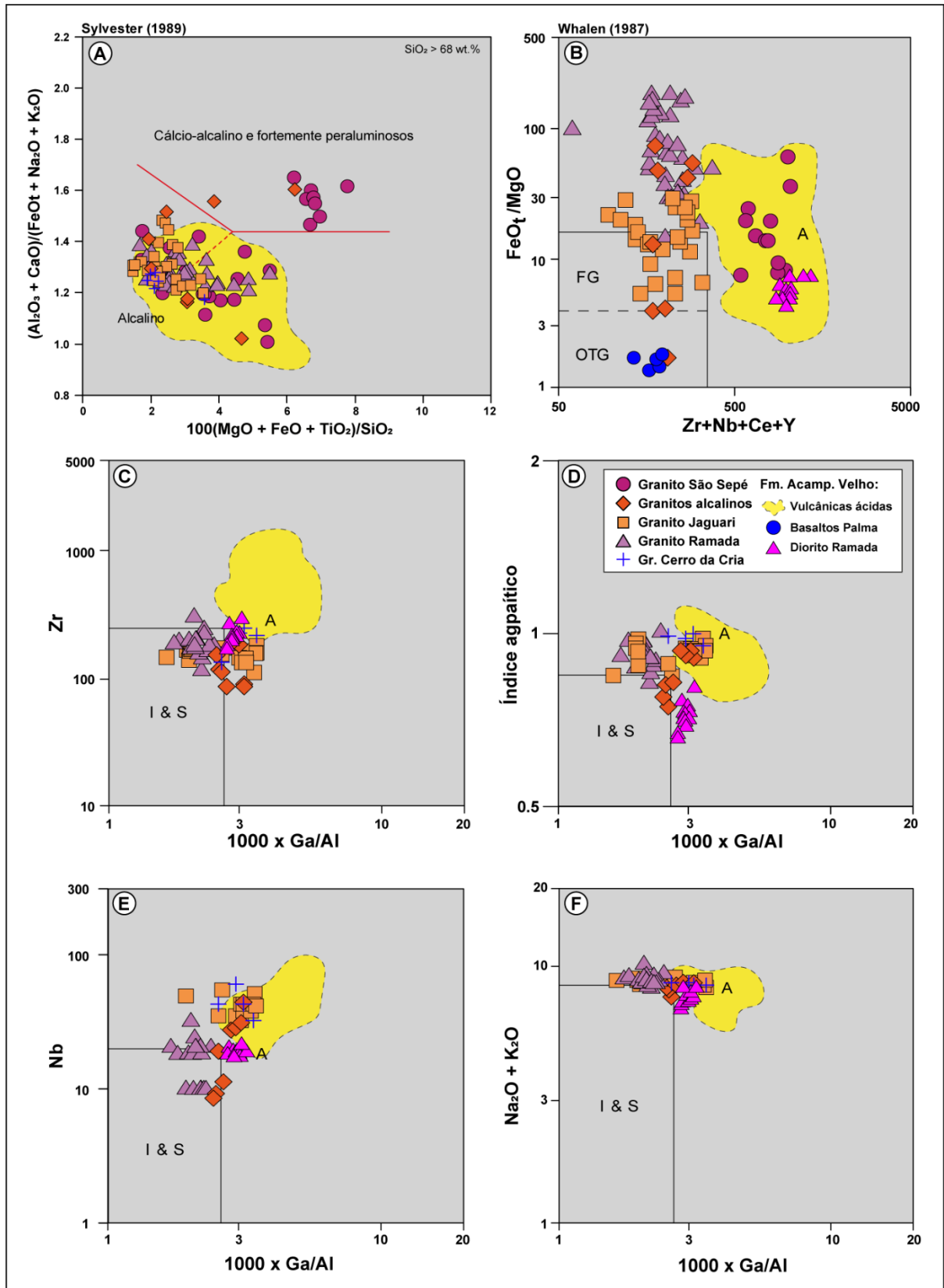


Figura 34: A) Diagrama de Sylvester (1989); B,C,D,E,F) Diagramas de Whalen (1987).

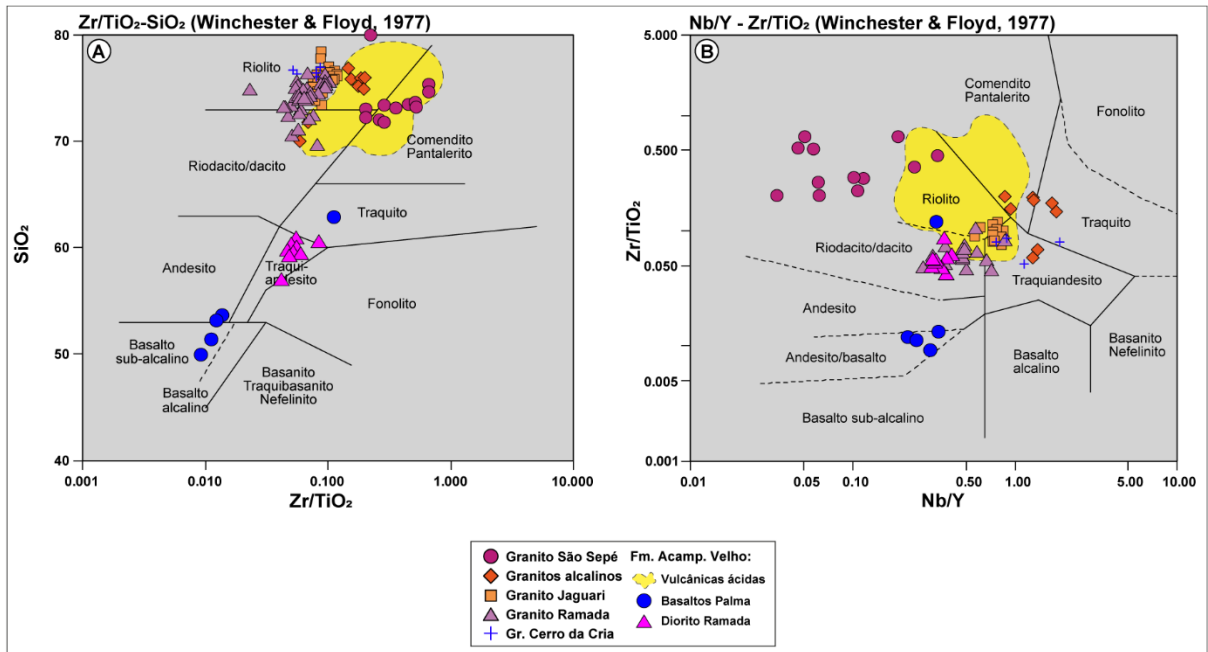


Figura 35: A,B) Diagramas de Winchester & Floyd (1977).

Na avaliação da relação entre a composição química e os ambientes tectônicos, os diagramas analisados demonstram que os granitos e as rochas vulcânicas ácidas caem no limite entre os campos das rochas alcalinas anorogênicas e as rochas cálcio-alcalinas alto-K diferenciadas e pós-colisionais ou tardi-orogênicas. Os parâmetros dos elementos principais R_1 - R_2 (Batchelor & Bowden, 1985) indicam que a maioria dos granitos estudados e das rochas vulcânicas ácidas caem no limite entre os campo tardi-orogênico e anorogênico. Os termos menos diferenciados do Granito São Sepé, bem como os basaltos da Palma, caem no campo das rochas pré-colisionais, salientando a influência dos magmas máficos mantélicos. Quando comparados no diagrama Rb *versus* Y+Nb de Pearce (1996), a maioria dos granitos avaliados e as rochas vulcânicas ácidas se superpõem no campo das rochas geradas durante o período pós-colisional ou de colapso do cinturão (Figura 37B). Entretanto, as amostras dos granitos São Sepé, Cerro da Cria e Jaguari, e as amostras dos dioritos do Granito Ramada estão situadas somente no campo dos granitos intraplaca. Os termos ácidos do Granito Ramada, entretanto, caem no campo dos pós-colisionais e se superpõe no campo dos granitos de arco vulcânico (Figura 37A).

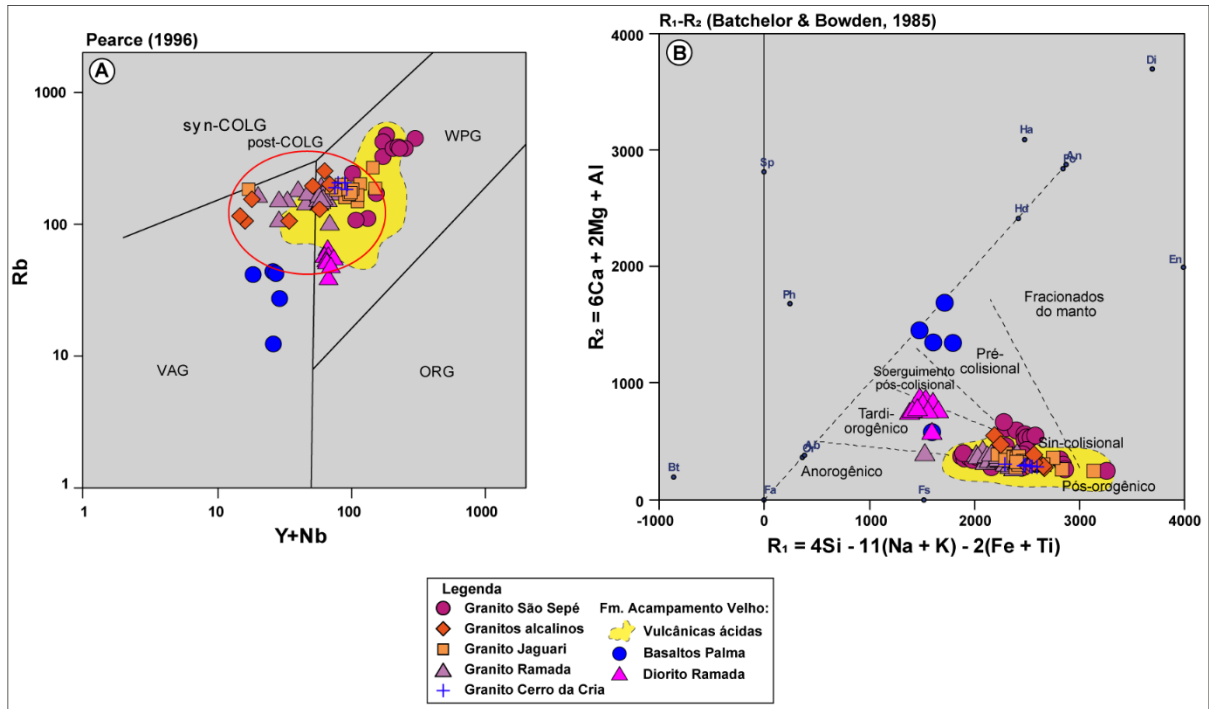


Figura 36: A) Diagrama geotectônico de Pearce (1996); B) Diagrama geotectônico R_1 - R_2 de Batchelor & Bowden (1985).

No diagrama ternário de Laurent *et al.* (2014), que avalia as fontes do magmatismo, as análises dos granitos e das rochas vulcânicas ácidas da Fm. Acampamento Velho caem de modo dominante no campo dos metassedimentos, com parte subordinada das amostras no campo dos tonalitos (Figura 38A). A parte menos diferenciada das amostras do Granito São Sepé, representada pelos bt monzogranitos e granitos híbridos da porção de bordo, constituem um grupo distinto, e ocupam o limite do campo rico em CaO dos metassedimentos e das rochas máficas alto-K, juntamente com os basaltos e os dioritos do Platô da Ramada. De acordo com o diagrama de Ohta & Arai (2007), que avalia o índice de alteração das rochas, todas as rochas apresentam baixa concentração de minerais de alteração, com exceção de parte das amostras de rochas vulcânicas ácidas da Fm. Acampamento Velho (Figura 38B).

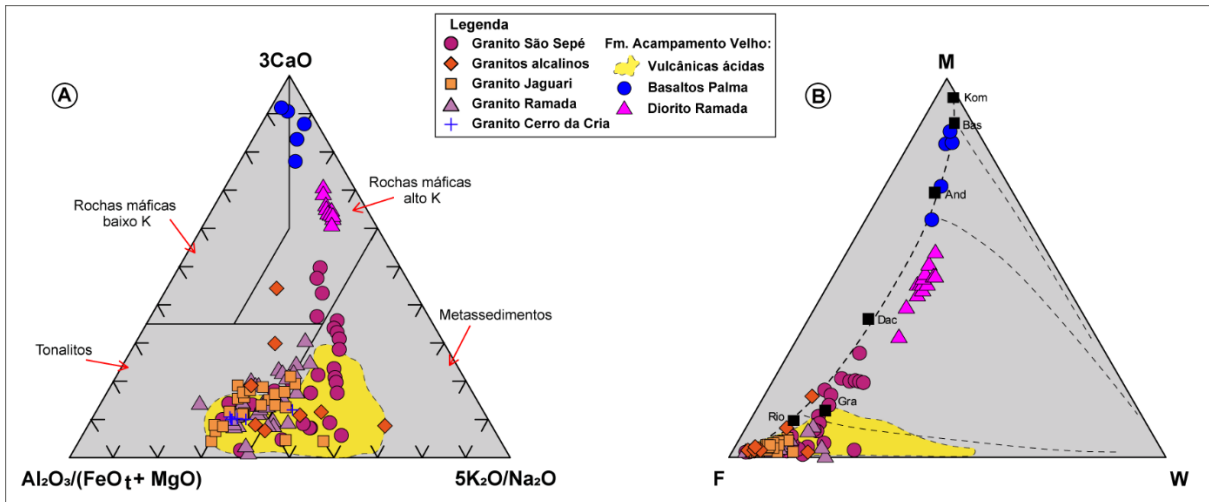


Figura 37: A) Diagrama ternário de Laurent *et al.* (2014); B) Diagrama de Ohta & Arai (2007).

Nos diagramas de Harker (Figura 39), o comportamento dos elementos maiores mostra que as amostras dos granitos e das rochas da Fm. Acampamento Velho apresentam semelhanças, em que todos os óxidos formam *trends* curvos a lineares vinculados a processos de cristalização fracionada. Os óxidos de Al_2O_3 , CaO e Na_2O apresentam um *trend* negativo com SiO_2 , sugerindo fracionamento de plagioclásio. FeO e MgO também apresentam um *trend* negativo com a sílica, indicando cristalização de minerais ferromagnesianos, como biotita e hornblenda. O Granito São Sepé, assim como nos diagramas anteriores, possui algumas amostras com teores elevados MgO , sugerindo a presença de magmas máficos misturados ao granítico, como observado em campo. O *trend* negativo de TiO_2 indica cristalização de titanita e ilmenita. Os granitos e os dioritos do Platô da Ramada apresentam um *trend* negativo entre P_2O_5 e SiO_2 , sugerindo cristalização de apatita, enquanto as amostras de basaltos da Palma (Fm. Acampamento Velho) apresentam um *trend* positivo. O óxido K_2O apresenta *trend* positivo com a sílica, indicando que o K-feldspato está cristalizando no final da diferenciação magmática.

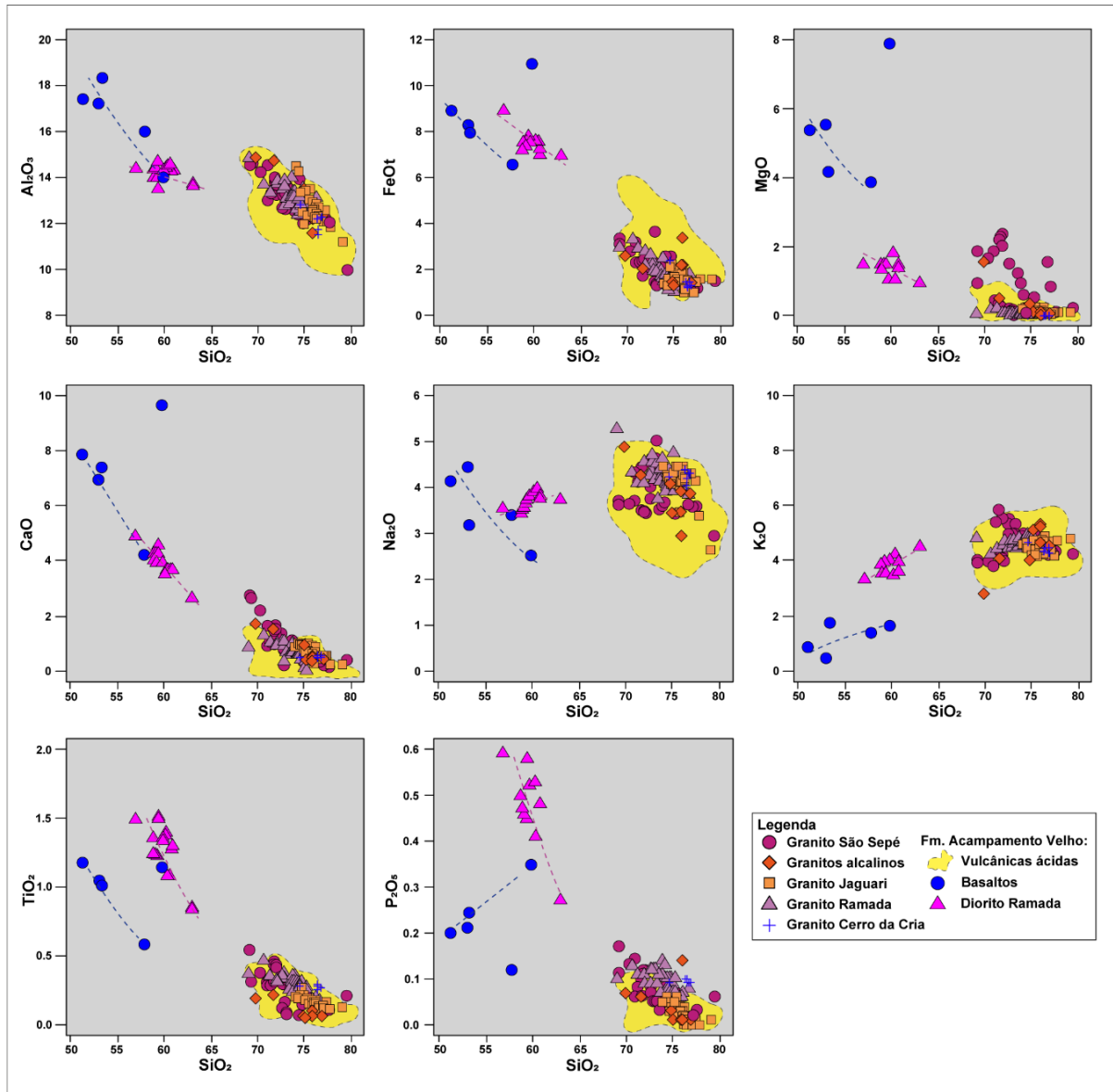


Figura 38: Diagramas de Harker (Harker, 1909).

Os elementos traços mais comuns como Sr, Rb e Ba são ligados a cristalização do plagioclásio e do K-feldspato, com alguma influência na biotita nos dois últimos. Os elementos LIL apresentam teores relativamente elevados, especialmente Ba e Sr, enquanto os teores de Zr na maioria dos granitos geralmente variam de 100 a 200 ppm, enquanto no Granito São Sepé e nas rochas vulcânicas ácidas os teores são muito mais elevados, variando entre 700 e 1000 ppm (Figura 40A). O Rb mostra um *trend* curvo de enriquecimento progressivo, com aumento de valores médios de 100 para 250 ppm no intervalo entre 70 e 80% SiO₂. Os basaltos da Palma e os dioritos do Granito Ramada caracterizam um magma distinto, com um *gap* composicional e um *trend* de fracionamento retilíneo e distinto, marcado por uma variação menos

significativa e média entre 13-44 ppm para os basaltos, e 60 e 130 ppm, para os granitos. As amostras do Granito São Sepé mostram um padrão muito distinto, com variação muito elevada dos teores para um mesmo teor de SiO₂ (Figura 40A). A disposição das rochas vulcânicas ácidas mostra uma maior dispersão de dados, e parece constituir dois grupos independentes, um com teores baixos (60-170 ppm) e outro bem mais elevado (190-350 ppm). O comportamento do Ba é muito similar entre os granitos e as vulcânicas, com *trends* subparalelos de empobrecimento acentuado ao longo da diferenciação, com valores médios entre 1300-1400 ppm, que diminuem para valores abaixo de 100 ppm, no intervalo entre 70 e 80 % de SiO₂ (Figura 40B)

Os teores de Sr em geral situam-se no intervalo entre 150 ppm e <20 ppm, que vai diminuindo com o aumento do teor de SiO₂ de 70 até 80%. Os basaltos da Palma e os dioritos do Granito Ramada constituem grupos distintos com *trends* retilíneos e independentes, com valores muito elevados para os basaltos entre 400 e 500 ppm (Figura 40C). Os granitos e as vulcânicas se sobrepõem e tem o mesmo comportamento (Figura 40C). Os teores de Zr são relativamente baixos na média dos granitos Ramada, Cerro da Cria e Jaguari, e mostram empobrecimento com a evolução da diferenciação. O Granito São Sepé, entretanto, mostra valores muito elevados, entre 400 e 950 ppm, num intervalo relativamente pequeno de SiO₂, entre 70 e 80% em peso. As vulcânicas ácidas da Fm. Acampamento Velho mostram teores médios em geral mais elevados, entre 200 e 1068 ppm., muito similares ao Granito São Sepé. Os basaltos da Palma e os dioritos do Granito Ramada constituem grupos distintos com *trends* de enriquecimento para os dioritos e de empobrecimento para os basaltos (Figura 40D).

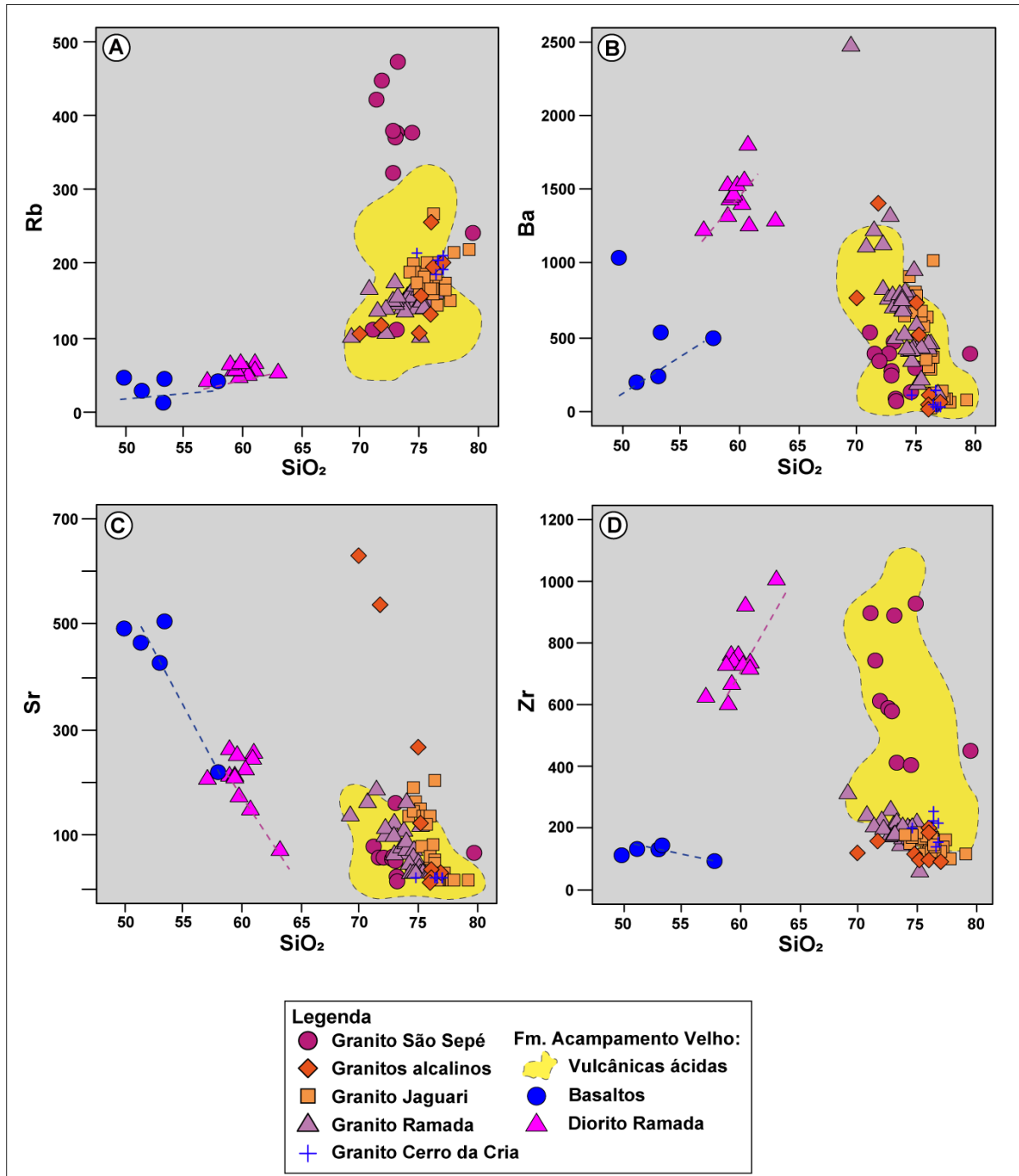


Figura 39: Diagramas de Harker para elementos traço (Harker, 1909).

Para comparar a composição dos elementos traço e dos ETRs foram gerados os diagramas multielementares normalizados para composição NMORB (*Normal Mid-Ocean Ridge Basalts*, Sun & McDonough, 1989) e para o condrito (Boynton, 1984). No diagrama normalizado para NMORB, observa-se que os granitos alcalinos apresentam enriquecimento de ETRs leves em relação aos ETRs pesados, além de anomalias negativas de Ba, Nb, P, Eu e Ti. No diagrama NMORB para a Fm. Acampamento Velho, é possível observar o mesmo padrão de enriquecimento de

ETRs leves em relação aos ETRs pesados dos granitos alcalinos. As rochas vulcânicas ácidas apresentam anomalias negativas de Ba, Nb, Sr, P, Eu e Ti. Os dioritos do Platô da Ramada possuem anomalias negativas de Nb, Sr e Ti. Os basaltos apresentam anomalia negativa pronunciada de Nb e uma leve anomalia negativa de P e Eu. *Spidergrams* dos granitos alcalinos de Laux *et al.* (2017), ou seja, do Granito Saibro, e das rochas vulcânicas da Fm. Acampamento Velho podem ser observados na Figura 41. As amostras mostraram enriquecimento de elementos LIL e ETRs leves e acentuadas anomalias negativas de Nb, Sr, P, Eu e Ti, feições características de magmas gerados em arcos de margem continental.

Infelizmente, padrões completos de elementos terras raras só estão disponíveis para o Granito Jaguari, para o Granito Saibro (denominados granitos alcalinos no banco de dados) e para as rochas vulcânicas ácidas. Os padrões de ETRs normalizados em relação aos valores de condrito mostram diminuição dos elementos terras raras pesadas as rochas mais diferenciadas (Figura 42). Os padrões dos granitos Jaguari e Saibro são semelhantes e se caracterizam por concentrações mais elevadas de terras leves, anomalias negativas pronunciadas de európio e padrão quase horizontal dos elementos terras raras pesadas. Esses padrões se assemelham muito ao padrão do tipo asa de gaivota, característico das rochas alcalinas. Os padrões das rochas vulcânicas da Fm. Acampamento Velho são similares aos do Granito Jaguari, entretanto, as concentrações gerais de ETR leves e pesadas são mais altas nas vulcânicas. Os padrões dos dioritos do Granito Ramada e dos basaltos da Palma, são distintos, com os dioritos mostrando padrões semelhantes as vulcânicas ácidas, entretanto, sem anomalias de európio, e os basaltos, levemente enriquecidos em ETR leves e com ETR pesados, similares ao padrão do MORB.

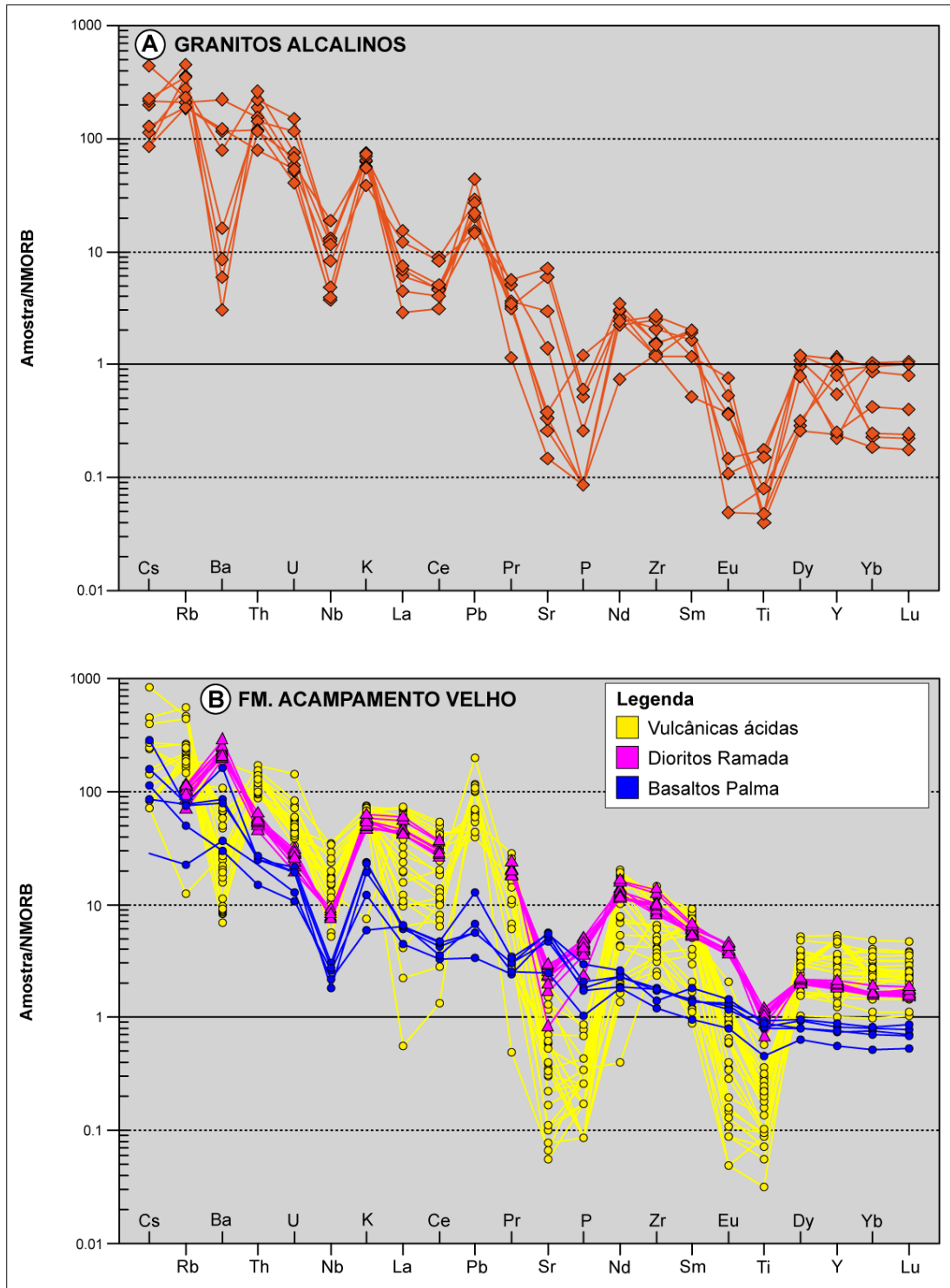


Figura 40: Diagramas normalizados para NMORB (Sun & McDonough, 1989).

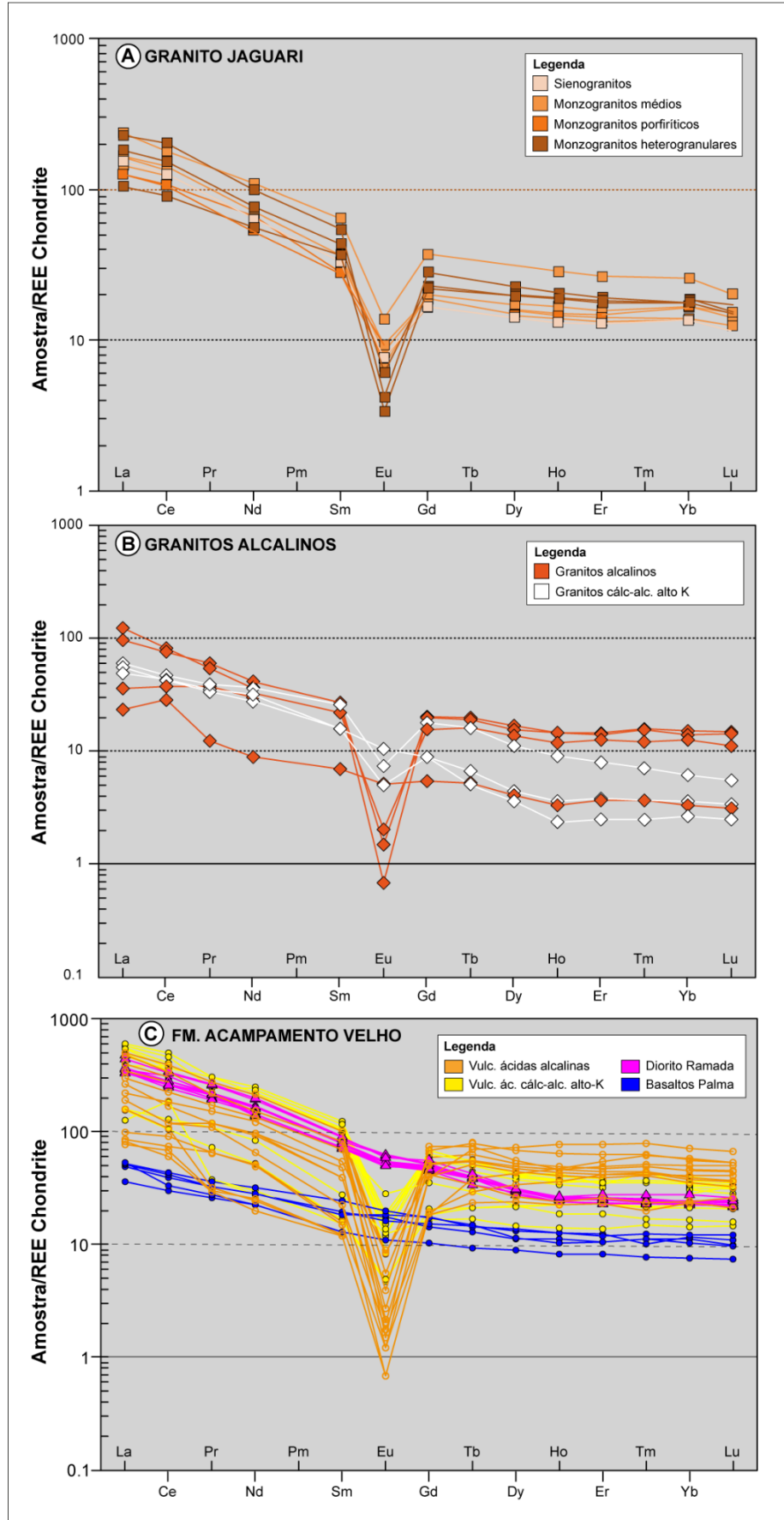


Figura 41: Diagramas normalizados para o condrito (Boynnton, 1984).

5. DISCUSSÕES

5.1 Feições de campo e petrográficas comuns entre os granitos alcalinos

Os granitos São Sepé, Cerro da Cria, Ramada, São Manoel e Jaguari são muito semelhantes e apresentam características geológicas e petrográficas em comum. Ocorrem como corpos levemente alongados na direção NW-SE alinhados segundo a direção N20-30°E, concordantes com a estruturação regional. São bordejados pelas rochas vulcânicas ácidas do Platô da Ramada, a noroeste, e do Platô do Taquarembó, a sudeste, e por diques de composição ácida. A intrusão dos granitos gerou uma aureola de metamorfismo de contato com efeitos termais de até 15 km observados nas rochas encaixantes, constituindo um dos maiores eventos de metamorfismo de contato do planeta (Philipp *et al.*, 2024a). Isso evidencia que a colocação dos granitos ocorreu em níveis muito rasos na crosta, em profundidades menores que 8 km (2,5-3 kbar) (Mattos *et al.*, 2004; Leães *et al.*, 2024), bem como a presença de cavidades miarolíticas, que indicam que o magma granítico ascendeu até níveis tão rasos que a pressão de voláteis no magma superou a pressão litostática atuante.

Os granitos apresentam estrutura maciça e granulometria média a grossa (1-6 mm), com termos porfíricos de matriz fina (< 1 mm) e microgranitos equigranulares finos interpretados como de margens resfriadas. Apresentam abundância modal de quartzo elevada e ocorrem como agregados de cristais com forma globular ou hexagonal, o que reflete a alta atividade de SiO₂, a alta temperatura e a composição alcalina do magma. A afinidade alcalina dos granitos é evidenciada pela presença de K-feldspato pertítico (ou simplesmente pertita) com bordas de albita, indicando a alta atividade de Na₂O e K₂O nos magmas. Além disso, os granitos possuem baixo teor de minerais máficos e de plagioclásio (baixo CaO).

Os granitos São Sepé, Ramada e Jaguari apresentam variação faciológica com aspectos texturais e mineralógicos distinguindo as fácies petrográficas (Figuras 39, 40 e 41) (Sartori, 1978; Naime, 1987; Gastal *et al.*, 1992; Gastal *et al.*, 2013). De maneira geral, apresentam composições mais diferenciadas no centro que gradam para porções menos diferenciadas e com maior teor de minerais máficos, associadas aos bordos e as margens resfriadas. O Granito São Sepé é composto por bordas por pertita sienogranitos e por um centro de composição monzogranítica com tipos híbridos ou transicionais (Sartori, 1978). O Granito Jaguari tem uma zonação de fácies

semelhante, com sienogranitos e pertita granitos nos bordos. No centro do corpo, os sienogranitos transicionam para monzogranitos, onde não é possível distinguir um limite claro entre as duas litologias (Sartori, 1978). O Granito Ramada é caracterizado por composições sienograníticas na porção centro-sul e por termos monzograníticos na porção centro-norte do corpo. As bordas do granito constituem as margens resfriadas do corpo com granulometria fina. Em muitos casos, a transição do Granito Ramada para as rochas vulcânicas da Fm. Acampamento Velho no Platô da Ramada não é observada devido a semelhança textural entre as unidades. Nos bordos do granito ocorrem termos porfiríticos com fenocristais de quartzo globular e K-feldspato, envoltos por matriz equigranular fina a base de quartzo, Kf e plagioclásio. Estes termos são considerados corpos subvulcânicos ou a margem resfriada do granito.

Por fim, as idades dos granitos estão situadas no mesmo intervalo de tempo (560-570 Ma). Gastal *et al.* (2010) obtiveram idade de 567 Ma através do método U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão para o Granito São Sepé. O Granito Cerro da Cria foi datado através do método $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, fornecendo idade de $563,7 \pm 4,3$ Ma (Naime, 1987). A datação do Granito Ramada foi realizada por meio do método U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão, onde foi obtida a idade de $558,2 \pm 2,3$ Ma (Matté *et al.*, 2016). O Granito Jaguari apresenta idade de 567 ± 4 Ma através da determinação das razões isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Gastal *et al.*, 2006). Infelizmente, o Granito São Manoel não apresenta datações.

5.2 Geoquímica

Os granitos alcalinos e as rochas vulcânicas ácidas da Fm. Acampamento Velho apresentam composição química muito semelhante. Os teores de SiO_2 são similares e variam de 70 a 78% em peso. Os valores de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ são elevados, variando entre 8 e 9,5% em peso, evidenciando o caráter alcalino. Os teores CaO e MgO são baixos e variam entre 0,04 e 2,6% em peso. Essa similaridade no teor dos óxidos é, obviamente, expressa nos diagramas geoquímicos. Na maioria dos diagramas, as rochas vulcânicas ácidas da Fm. Acampamento Velho estão sobrepostas às composições dos granitos alcalinos e apresentam *trends* muito similares que refletem os processos de cristalização fracionada e diferenciação magmática.

O alto teor e atividade da SiO_2 dificultou a caracterização química, visto que os diagramas geoquímicos foram elaborados para a classificação de rochas com teor de sílica até ~70%. Como resultado, muitas amostras apresentaram um deslocamento ou uma dispersão. Para os granitos, essa dispersão também foi causada pela mistura de magmas de composição básica a intermediária, interferindo na definição da série magmática. A mistura de magmas ocorreu devido a colocação de magmas mantélicos na base da crosta, promovendo a fusão parcial da base da crosta e a mistura entre magmas máficos e félsicos. Os enclaves microdioríticos e a textura rapakivi indicam a mistura física, enquanto as zonas híbridas com maior teor de CaO e maior concentração de minerais ferromagnesianos, que ocorrem comumente nas margens resfriadas dos corpos graníticos, indicam a mistura química.

A dificuldade na definição da série magmática dos granitos prosseguiu durante a caracterização geoquímica, em que as composições se situavam no limite dos campos alcalinos ou ocupavam o campo de rochas cálcio-alcalinas alto-K ou extremamente diferenciadas. Isso ocorreu pois os diagramas que discriminam os granitos alcalinos foram elaborados para granitos alcalinos peraluminosos (tipo S) originados pela fusão da crosta sem evidência de mistura com magmas básicos a intermediários. Mais uma vez os diagramas geoquímicos não se provaram suficientes de forma individual, sendo necessário compilar as informações obtidas em cada diagrama e os dados petrográficos, como K-feldspato perítico e quartzo globular/hexagonal, para confirmar a afinidade alcalina.

Os elementos terras raras apresentaram um papel importante na definição da série magmática dos granitos alcalinos e das rochas vulcânicas ácidas da Fm. Acampamento Velho. A partir dos ETRs disponíveis, foi possível observar que o Granito Jaguari, com suas distintas fácies, os granitos alcalinos (Granito Saibro) e as rochas vulcânicas ácidas da Fm. Acampamento Velho apresentam o padrão típico das séries alcalinas, caracterizado pelo suave enriquecimento de ETRs leves em relação aos ETRs pesados, produzindo um padrão sub-horizontal, e pela expressiva anomalia de Eu. Esse padrão alcalino é comumente denominado asa de gaivota.

5.3 Cronologia relativa e significado tectônico

Os granitos alcalinos e as rochas da Fm. Acampamento Velho apresentam o mesmo intervalo de idades (~560-570 Ma), evidenciando sua relação de

contemporaneidade. Matté *et al.* (2016) datou os Dioritos Ramada e as rochas vulcânicas ácidas através do método U-Pb em zircão (LA-ICP-MS), obtendo idades de $563,5 \pm 3,1$ Ma e 560 ± 2 Ma, respectivamente. Os basaltos, localizados na Vila da Palma em São Gabriel, forneceram idades de $572 \pm 2,1$ Ma por meio do método U-Pb (LA-ICP-MS) (Vedana *et al.*, 2017).

As idades dos granitos alcalinos e da Fm. Acampamento Velho coincidem com a deposição do Grupo Santa Bárbara, relacionado a movimentação de zonas de cisalhamento transcorrentes de escala crustal. Nesse contexto, o alívio de pressão na base no segmento transtrativo com estruturas extensionais promovem a fusão do topo do manto, gerando magmas máficos que se aloca na base da crosta continental. O resultado é a fusão da crosta, promovendo a geração de granitos com fontes mistas através da mistura de magmas. As rochas da Fm. Acampamento Velho compreendem a porção extrusiva desse magmatismo. Portanto, os granitos alcalinos e a Fm. Acampamento Velho constituem o mesmo edifício magmático.

Os dados químicos somados às análises modais, que classificaram os granitos como granitos de fusão e como alcalinos no QAP (Lameyre & Bowden), indicam que o magmatismo ediacarano que deu origem aos granitos alcalinos e as rochas vulcânicas é classificado como pós-colisional, podendo estar associado a fase de colapso durante o final da orogênese Dom Feliciano (Figura 43).

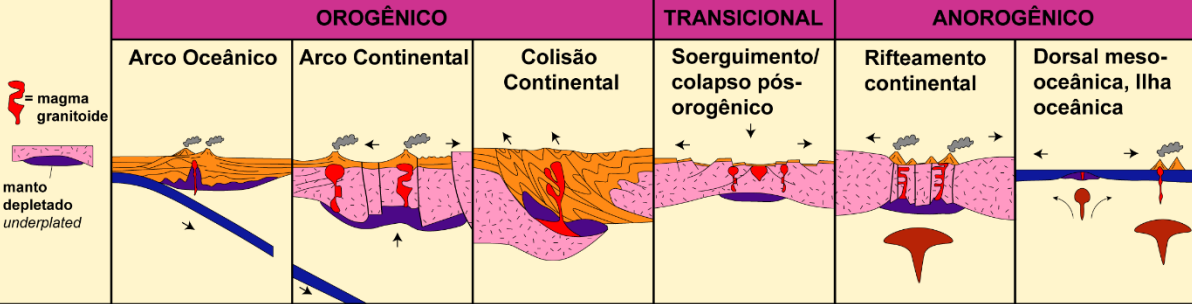
	OROGÊNICO			TRANSICIONAL	ANOROGÊNICO	
	Arco Oceânico	Arco Continental	Colisão Continental	Soerguimento/colapso pós-orogênico	Rifteamento continental	Dorsal meso-oceânica, Ilha oceânica
						
Exemplos	Bougainville, Papua Nova Guiné, Ilhas Salomão	Costa oeste da América do Sul (Andes)	Cordilheira Himalaiana, Maciço Americano da Britânia	Plutons da Britânia do Caledoniano Tardio, Basin e Range	Complexos de anéis nigerianos, Grande Rift do Leste Africano, Rift Oslo	Ofolitos Omã e Troodos, Ilhas Havaianas
Geoquímica	Cálcio-alcálico > toleítico Tipo M e híbrido I-M Metaluminoso	Cálcio-alcálico Tipo I > Tipo S Metalum. a Peralum.	Cálcio-alcálico Tipo S Peraluminoso	Cálcio-alcálico Tipo I, Tipo S e (tipo A) Metalum. a Peralum.	Alcalino Tipo A Peralcalino	Toleítico Tipo M Peralcalino
Rochas	Quartzo-dioritos	Tonalitos e granodioritos > granitos ou gabros	Migmatitos e leucogranitos	Granodioritos + diorito-gabro	Granito, sienito + diorito-gabro	Plagiogranito
Minerais associados	Px; Hbl > Bt	Px, Hbl, Bt	Bt, Ms, Hbl, Grt, Als, Crd	Hbl > Bt	Hbl, Bt, aegirina, faialita, Rbk, arfved.	Hbl, Cpx.

Figura 42: Comparação entre os diferentes ambientes tectônicos geradores de rochas graníticas (modificado de Pitcher, 1987).

5.4 Trabalhos futuros

Os estudos sobre a correlação química entre os granitos alcalinos e a Fm. Acampamento Velho terão continuidade no mestrado da autora. Nessa ocasião, serão obtidos mais dados de campo e petrográficos e dados geoquímicos (parte das amostras em análise na Geosol Ltda.), dados isotópicos de Sm-Nd e Rb-Sr, e análises geocronológicas a partir do método U-Pb em zircão.

6. CONCLUSÕES

A partir dos resultados obtidos durante o trabalho e conforme as discussões acima é possível elaborar as seguintes conclusões:

- A colocação dos granitos alcalinos ocorreu em níveis epizonais da crosta continental, sendo responsável por um dos maiores eventos de metamorfismo termal no planeta, gerando uma aureola termal de até 15 km.
- Os granitos São Sepé, Cerro da Cria, Ramada, São Manoel e Jaguari apresentam características geológicas, petrográficas e geoquímicas semelhantes, em que todos foram classificados como alcalinos, além de idades próximas.
- A Fm. Acampamento velho apresenta características químicas similares as dos granitos alcalinos. As composições vulcânicas estão sobrepostas as composições graníticas, com *trends* de diferenciação muito aproximados.
- A rochas da Fm. Acampamento Velho e os granitos alcalinos provavelmente são contemporâneas e associadas como um complexo plutono-vulcânico, sendo possível concluir que as unidades da Fm. Acampamento Velho representam a porção extrusiva do magmatismo alcalino ediacarano, enquanto os granitos consistem na câmara magmática que alimentou o vulcanismo.

REFERÊNCIAS

- Almeida, D.P.M.; Zerfass, H.; Basei, M.A. & Mello, K.S. 1997. Caracterização geoquímica da sucessão vulcânica dos Cerros do Bugio e Perau (Bacia do Camaquã, sub-Bacia Santa Bárbara), Caçapava do Sul, RS (ext. abstracts). *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA*, 6., 1997, Salvador. *Anais...* Salvador. v. 2. p. 698-702.
- Almeida, D.P.M.; Zerfass, H. & Lima, L. 1998. Estratigrafia das rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho (meso-cambriano a eoordoviciano) na região dos Cerros do Bugio e Perau (Caçapava do Sul, RS/Brasil)(ext. abstracts). *In: CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGIA*, 2., Punta del Este/Uruguay. *Anais...* Punta del Este. v. 1. p. 92-95.
- Almeida D.P.M., Chemale Jr. F., Machado A. 2012. Late to Post Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil. *Petrology – New Perspectives and Applications*, pp. 73-135.
- Almeida, D. P. M.; Zerfass, H.; Basei, M. A.; Petry, K. & Gomes, C. H. 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS – Brazil). *Gondwana Research*, 5 (3): 721-733.
- Annen, C., Sparks, R.S.J., 2002. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. *Earth and Planetary Science Letters* 203 (3–4), 937–955.
- Arena, K.R.; Hartmann, L.A. & Lana, C. 2017. Tonian emplacement of ophiolites in the southern Brasiliano Orogen delimited by U-Pb-Hf isotopes of zircon from metasomatites. *Gondwana Research* 49: 296-332.
- Arth, J.G., Barker, F., Peterman, Z.E. & Friedman, I. 1978. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemitic suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *Journal of Petrology*, 19: 289-316.
- Arzi, A, A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially molten rocks: *Tectonophysics*, v. 44, 173-184.
- Auger, E., Gasparini, P., Virieux, J., Zollo, A., 2001. Seismic evidence of an extended magmatic sill under Mt. Vesuvius. *Science* 294 (5546), 1510–1512.
- Bachmann, O.; Miller, C.F.; de Silva, S.L.; 2007. The volcanic–plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 167 (2007) 1–23.
- Basei, M. A. S.; Siga Jr, O.; Masquelin, H.; Harara, O. M.; Reis Neto, J. M.; Preciozzi, F. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland Domain, the Rio de la Plata Craton, framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. *In: Umberto Cordani; E.J. Milani; D.A. Campos. (Org.). Tectonic Evolution of South American Platform*. 1ed.Rio de Janeiro: SBG, 2000, v. 1, p. 311-334.

Barbarin, B. 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origins and tectonic setting. *Geological Journal*, 25: 227-238.

Bachmann, O., Bergantz, G.W., 2004. On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology* 45, 1565–1582.

Bachmann, O., et al., 2007b. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U–Pb dating of the Fish Canyon magmatic system, San Juan Volcanic field, Colorado: evidence for an extended crystallization history. *Chemical Geology* 236, 134–166.

Bachmann, O., Dungan, M.A., Lipman, P.W., 2002. The Fish Canyon magma body, San Juan volcanic field, Colorado: rejuvenation and eruption of an upper crustal batholith. *Journal of Petrology* 43 (8), 1469–1503.

Bacon, C.R., Lowenstern, J.B., 2005. Late Pleistocene granodiorite source for recycled zircon and phenocrysts in rhyodacite lava at Crater Lake, Oregon. *Earth and Planetary Science Letters* 233 (3–4), 277–293.

Bateman, P.C., Chappell, B.W., 1979. Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California. *Geological Society of America Bulletin* 90, 465–482.

Batchelor, R.A. & Bowden, P. 1985. Petrogenetic Interpretation of Granitoid Rock Series Using Multicationic Parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.

Bird, P. 1978. Finite element modeling of lithosphere deformation: The Zagros collision orogeny. *Tectonophysics*, 50: 307-336.

Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 1993. Late to Post-collisional Brasiliano granitic magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, 65(1): 3-16.

Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 184-187.

Bonin, B. 1982. Les granites des complexes annulaires. Paris, *BRGM, Manuels et Methodes*, 182.

Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., da Silva, D.R.A. e Kawashita, K. 2003. Razões Isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ como Traçadores de Proveniência de Rochas Sedimentares Siliciclásticas: Exemplos no Grupo Camaquã (Paleozoico inferior, RS, Brasil). *Pesquisas em Geociências*. 30, 2 (dez. 2003), 39–50.

Borba, A.W; Maraschin, A.J.; Mizusaki, A.N.P. 2004. Stratigraphic analysis and depositional evolution of the Neoproterozoic Maricá Formation (southern Brazil): constraints from field data and sandstone petrography. *Gondwana Research*, v.7 (3), pp. 871-886.

Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: Henderson, P., Ed., Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, New York, 63-114.

Brasse, H., et al., 2002. The Bolivian Altiplano conductivity anomaly. *Journal of Geophysical Research* 107 (B5).

Brown, E. H. 1977. Ophiolite on Fidalgo Island, Washington. *In: Coleman, R. G. and Irwin, W. P. (Ed.). North American Ophiolites: State of Oregon Dept. of Geol. and Miner. Ind. Bull.*, p. 67-73.

Brown, S.J.A., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U–Pb dating of the preeruption growth history of zircons from the 340 ka Whakamaru Ignimbrite, New Zealand: Evidence for N250 k.y. magma residence times. *Geology* 27 (11), 1035–1038.

Buddington, A.F. 1959. Granite emplacement with special reference to North America. *Geological Society of America Bulletin*, 70: 671-747.

Carvalho, P.F. 1932. Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, 66: 1-72.

Chappell, B.W. & White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.

Charlier, B.L.A., et al., 2005. Magma generation at a large, hyperactive silicic volcano (Taupo, New Zealand) revealed by U–Th and U–Pb systematics in zircons. *Journal of Petrology* 46 (1), 3–32.

Chemale Jr., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense. *In: De Ros, L. F. & Holz, M. (Ed.). Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/UFRGS.

Clemens, J.D., 2003. S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence. *Earth-Science Reviews* 61 (1–2), 1–18.

Coleman, R.G. & Donato, M. M. 1979. Oceanic plagiogranite revisited. *In: F Barker (ed) Trondhjemites, dacites, and related rocks*. Amsterdam-Oxford-New York. Elsevier Publ. Co., 149-167

Coleman, R.G. & Peterman, U.Z.E., 1975. Oceanic plagiogranite. *Journal of Geophysical Research*, 80: 1099-1108.

Coleman, D.S., Gray, W., Glazner, A.F., 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons; geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology* 32, 433–436.

Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J. & Chappell, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80: 189-200.

Cordani, U.G.; Halpern, M. & Berenholc, M. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha de Porto Alegre. *In: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, texto explicativo da Folha de Porto Alegre e Lagoa Mirim*. Brasília, DNPM. p. 70-84.

Cottin J.Y., Lorand, J.P., Agrinier, P., Bodinier, J.L. & Liégeois, J.P. 1998. Isotopic O, Sr, Nd and trace element geochemistry of the Laouni layered intrusions in Pan-African belt, Hoggar, Algeria: evidence for post-collisional continental tholeiitic magmas variably contaminated by continental crust. *Lithos*, 45: 197–222.

Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin.

Cruz, R.F. 2020. Geologia e recursos minerais da Folha Lavras do Sul – SH.22-Y-A-IV, escala 1:100.000, estado do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, CPRM, 95 p.

Darwin, C. 1844. *Geological observations on the volcanic islands, visited during the voyage of H.M.S. Beagle: together with some brief notices on the geology of Australia and the Cape of Good Hope*. Smith, Elder, London.

Debon, F. & Lefort, P. 1988. A Cationic Classification of Common Plutonic Rocks and Their Magmatic Associations: Principles, Method, Applications. *Bulletin de Mineralogie*, 111: 493-510.

Debon, F. & Le Fort, P. 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 73, 135–149.

Debon, F. & Lefort, P. 1988. A Cationic Classification of Common Plutonic Rocks and Their Magmatic Associations: Principles, Method, Applications. *Bulletin de Mineralogie*, 111: 493-510.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Longman Group Ltd. 698 pp.

De la Roche, H., Leterrier, J., Grand Claude., P. & Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analysis-ots relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.

DePaolo, D. J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet Sci. Lett.*, 53: 189-202.

de Silva, S.L., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J., 2006a. Large scale silicic volcanism — the result of thermal maturation of the crust. In: Chen, Y.-t. (Ed.), *Advances in Geosciences*. *World Scientific Press*, pp. 215–230.

de Silva, S.L., 1991. Styles of zoning in the central Andean ignimbrites: insights into magma chamber processes. In: Harmon, R.S., Rapela, C.W (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America Special Paper, vol. 265, pp. 233–243.

de Silva, S.L., Self, S., Francis, P.W., Drake, R.E., Carlos Ramirez, R., 1994. Effusive silicic volcanism in the Central Andes: the Chao dacite and other young lavas of the Altiplano–Puna Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research* 99 (B9), 17805–17825.

Devine, J.D., Rutherford, M.J., Norton, G.E., Young, S.R., 2003. Magma storage region processes inferred from geochemistry of Fe–Ti Oxides in Andesitic Magma, Soufriere Hills Volcano, Montserrat, W.I. *Journal of Petrology* 44 (8), 1375–1400.

Didier, J. & Lameyre, J. 1969. Lés granites du Massif Central Français. Etude corparle des leicogranites et granodiorites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24: 219-238.

Didier, J., Duthou, J.L. & Lameyre, J. 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14: 169-186.

- Eby, G. N. 2006. From carbonatites to alkali granites - Petrogenetic insights from the Chilwa and Montereian Hills - White Mountain igneous provinces. *Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Montreal 2006, Program with Abstracts*, 31, p. 45.
- Fernandes, L.A., Tommasi, A., Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt, a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1):77-96.
- Florisbal, L.M., Janasi, V., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S. & Heaman, L. 2012. Contrasted crustal sources as defined by whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic early post-collisional granitic magmatism within the Southern Brazilian Shear Belt, Camboriú, Brazil. *Journal of South America Earth Science*, 39: 24-43.
- Fontana, E., Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2012. Caracterização Geoquímica e Petrogenética dos Granitoides Arroio Divisa, Região de Quitéria, Rio Grande do Sul. *Geologia USP, Série Científica*, 12(3): 56.
- Fragoso-Cesar, A.R.S. 1980. O craton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 1980, Camboriú. *Anais*, p. 2879-2882.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Soliani Jr., E. Compartimentação Tectônica do Cráton Rio de La Plata. 1984. *In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*. v. 5, p. 2426-2434.
- Fragoso-Cesar, A.R.S.; Faccini, U.F.; Paim, P.S.G.; Lavina, E.L. & Altamirano, J.R.F. 1985. Revisão da estratigrafia das molassas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 2., 1985, Florianópolis. *Atas...* Florianópolis, SBG. v.1, p. 477-491.
- Frost, B. R. & Frost, C.D. 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49, 1955–1969.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033–2048.
- Frost, B. R. & Frost, C.D. 2014. *Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology*. New York, Cambridge University Press, 331 p.
- France-Lanord C. & Le Fort, P. 1988. Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 79: 183-195.
- Gastal, M.C.P., Ferreira, F.J.F., Cunha, J.U., Esmeris, C., Koester, E., Raposo, M.I.B. & Rossetti, M.M.M. 2015. Alojamento do granito Lavras e mineralização aurífera durante evolução do centro vulcano-plutônico pós-colisional, oeste do Escudo Sul-Riograndense: dados geofísicos e estruturais. *Brazilian Journal of Geology*, 45 (2): 217-241.
- Gastal, M.C.P. & Ferreira, F.J.F. 2013. Discussão dos processos de construção do complexo granítico São Sepé, RS: feições geológicas e petrográficas. *Pesquisas em Geociências*, 40 (3): 233-257.

Gastal, M.C.P. & Lafon, J.M. 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do escudo Sul-Riograndense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 11-28.

Gastal, M.C.P. & Nardi, L.V.S. 1992. Petrogênese e evolução do Granito Jaguari: um típico representante metaluminoso da Suíte Intrusiva Alcalina Saibro, RS. Rio de Janeiro, *Geochimica Brasiliensis*, 6(2): 169-190.

Gastal, M. C. P.; Schmitt, R. S. & Nardi, L. V. S. 1992. Granitóides da parte centro-sudoeste do Escudo Sul-rio-grandense: Novos dados e discussão sobre a gênese e tipologia do magmatismo alcalino. *Pesquisas*, 19(2): 174-182.

Giret, A. & Lameyre, J., 1980. Mise en place et evolution magmatique des complexes plutoniques de la caldera de Courbet Ile Kerguelen (T.A.A.F.). *Bulletin de la Societé Geologique de France*, 3: 437-445.

Glazner, A.F., Bartley, J.M., Coleman, D.S., Gray, W., Taylor, R.Z., 2004. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today* 14, 4–11.

Goñi, J.C.; Goso, H. & Issler, R.S. 1962. Estratigrafia e geologia econômica do Pré-Cambriano e Eo-paleozóico Uruguaio e Sul Riograndense. *Avulso*. Escola de Geologia, Universidade do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, n. 3, p. 1-105.

Grotzinger, J. & Jordan, T. 2013. *Para Entender a Terra*. New York, W.H. Freeman and Company, 337p.

Gubert, M., Philipp, R.P., Basei, M.A.S. 2016. Geochronology of the Bossoroca Complex, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: tectonic implications for a Neoproterozoic São Gabriel Arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 1-17.

Harker, A. 1909. *The natural history of igneous rocks*. Macmillan, New York.

Harris, P.G., Kennedy, W.Q. & Scarfe, C.M. 1970. Volcanism versus plutonism-the effect of chemical composition. *In: Newall G, Rast N (Ed.). Mechanism of igneous intrusion*. Liverpool, Liverpool Geological Society, pp 187-200.

Harris, N.B.W., Pearce, J.A. & Tendle, A.G. 1986. Geochemical Characteristics of Collision-Zone Magmatism. *In: Coward, M.P. and Ries, A.C. (Ed.). London, Collision Tectonics, Geological Society Special Publication*, 19, p. 67-81.

Hartmann, L.A., Chemale Jr., F. & Philipp, R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pre-cambriano. *In: Ianuzzi, R.; Frantz, J.C. (Org.). 50 anos de Geologia*. Instituto de Geociências. Contribuições. 1a ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO. IG-UFRGS, p. 97-123.

Hartmann L.A., Philipp R.P., Santos J.O.S., McNaughton N.J. 2011. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazil. *Gondwana Research*, 19:84-99.

Heiken, G., et al., 1990. The Valles/Toledo Caldera Complex, Jemez Volcanic Field, New Mexico. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 18, 27–53.

Hildreth, W., 2004. Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 136 (3–4), 169–198.

Hildreth, W. & Moorbath, S. 1988. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Southern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 455-89.

Hill, M., Morris, J. & Whelan, J. 1981. Hybrid granodiorites intruding the accretionary prism, Kodiak, Shumagin and Sanak Islands, southwest Alaska: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, 10569-10590.

Hueck, M.; Basei, M.A.S.; Wemmer, K.; Oriolo, S.; Heidelbach, F.; Siegesmund, S. 2018. Evolution of the Major Gercino Shear Zone in the Dom Feliciano Belt, South Brazil, and implications for the assembly of southwestern Gondwana. *International Journal of Earth Sciences*, v. X, p. 1-23.

Iddings, J.P. 1895a. Absarokite–shoshonite–banakite series. *Journal of Geology*, v.3, 935-959.

Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.8, 523–548.

Janikian L. 2004. *Seqüências deposicionais e evolução paleoambiental do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã, Rio Grande do Sul*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 189 p.

Janikian L., Almeida R.P., Fragoso-Cesar A.R.S., Martins V.T.S., Dantas E.L., Tohver E., McReath I., D'Agrella-Filho M.S. 2012. Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 21(2-3):466-482.

Janikian L., Almeida R.P., Trindade R.I.F., Fragoso-Cesar A.R.S., D'Agrella-Filho M.S., Dantas E.L., Tohver E. 2008. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications. *Terra Nova*, 20(4):259-266.

Janoušek, V., Farrow, C., Erban, V., 2006. Interpretation of whole rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6): 1255-1259.

Kennedy, W.Q., & Anderson, E. M. 1938. Crustal layers and the origin of magmas. *Bulletin of Volcanology*, 3: 23-82.

Kistler, R W., Evernden, J.F. & Shaw, H.R. 1971. Sierra Nevada plutonic cycle' part I, origin of composite granitic batholiths. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 853-868.

Lameyre, J. & Bowden, P. 1982. Plutonic rock type series: discriminations of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-186.

Laurent, O., Martin, H., Moyen, J. F. & Doucelance, R. 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: evidence for the onset of 'modern-style' plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205, 208–235.

Laux, J.H., 2017. Geologia e recursos minerais da Folha Lagoa da Meia Lua – SH.21-Z-B-VI, escala 1:100.000, estado do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, CPRM, 255 p.

Leake, B.E., Brown, G.C. & Halliday, A.N. 1980. The origin of granite magmas: a discussion. *J. Geol. Soc. London*, 137: 93-97.

Leães, D. 2021. Análise Petrográfica do metamorfismo de contato da porção norte do Granito Jaguari, São Gabriel, RS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências. Trabalho de conclusão de curso.

Leinz, V.; Barbosa, A.F. & Teixeira, E.A., 1941. *Mapa geológico Caçapava - Lavras*. Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral. Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio do Rio Grande do Sul. n. 90, p. 1-39.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology*, v. 27, 745-750.

Leites, S.R.; Lopes, R.C.; Wildner, W.; Porcher, C.A. & Sander, A., 1990. Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na Folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul, RS, e sua interpretação paleoambiental. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 36., 1990, Natal. *Anais...* Natal, SBG. v.1, p. 300-312.

Le Maitre, R.W., 1984. A proposal by the IUGS Sub commission on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Australian Journal of Earth Science*, v .31, 243-255.

Le Maitre, R.W. 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Sub commission on the Systematic of Igneous Rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, 252 p.

Lima, E.F.; Sommer, C.A; Nardi, L.V.S. 2007.O Vulcanismo Neoproterozóico-Ordoviciano no Escudo Sul-rio-grandense: Os Ciclos Vulcânicos da Bacia do Camaquã. Porto Alegre: 50 Anos de Geologia, Instituto de Geociências – UFRGS, v.2, p. 79 – 95.

Lindsay, J.M., *et al.*, 2001. Magmatic evolution of the La Pacana caldera system, Central Andes, Chile: Compositional variation of two cogenetic, large-volume felsic ignimbrites. *Journal of Petrology* 42 (3), 459–486.

Lipman, P.W., 1984. The roots of ash-flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research* 89 (B10), 8801–8841.

Lipman, P.W., 2007. Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: Evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field. *Geosphere* 3 (1), 1–29.

Lutter, W.J., et al., 1995. Teleseismic P-wave image of crust and upper mantle structures beneath the Valles Caldera, New Mexico: initial results for the 1993 JTEX passive array. *Geophysical Research Letters* 22, 505–508.

Lyell, C.S. 1838. *Elements of geology*. John Murray, London.

MacDonald, G.A. & Katsura, I. 1964. Chemical Composition of Hawaiian Lavas. *Journal of Petrology*, 5: 82-133.

Maeda, J. & Kagami, H. 1996. Interaction of a spreading ridge and an accretionary prism: implications from MORB magmatism in the Hikada magmatic zone, Hokkaido, Japan: *Geology*, v. 24, pp.31-34.

Mahan, K.H., Bartley, J.M., Coleman, D.S., Glazner, A.F., Carl, B.S., 2003. Sheeted intrusion of the synkinematic McDoogie pluton, Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin* 115, 1570–1582.

Maniar, P.D. & Piccoli, P. (1989) Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.

Masturyono, McCaffrey, R., Wark, D.A., Roecker, S.W., 2001. Distribution of magma beneath the Toba caldera complex, north Sumatra, Indonesia, constrained by three-dimensional P wave velocities, seismicity, and gravity data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2.

Matté V., Sommer C.A., Lima E.F., Philipp R.P., Basei M.A.S. 2016. Post-collisional Ediacaran volcanism in oriental Ramada Plateau, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 71:201-222.

Mattos, I.C., Philipp, R.P., Mexias, A.S., Gomes, M.E.B. 2004. Metamorfismo de contato no Complexo Bossoroca, porção SW do Complexo Granítico São Sepé, RS. *Revista Brasileira de Ciências*, 34(1), 1-10 pag.

Mau, H. 1959. Ignimbritos na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *Engenharia, Mineração, Metalurgia*, 29(169): 13-14.

Maughan, L.L., et al., 2002. The Oligocene Lund Tuff, Great Basin, USA: a very large volume monotonous intermediate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 113, 129–157.

McNulty, B.A., Tobish, O.T., Cruden, A.R., Gilder, S., 2000. Multistage emplacement of the Mount Givens pluton, central Sierra Nevada batholith, California. *Geological Society of America Bulletin* 112 (1), 119–135.

Metcalfe, R.V., 2004. Volcanic–plutonic links, plutons as magma chambers and crust–mantle interaction: a lithospheric scale view of magma systems. *Transactions: Earth Sciences* 95 (1–2), 357–374.

Middlemost, E.A.K. 1975. The Basalt Clan. *Earth-Science Reviews*, 11: 337-564.

Middlemost, E.A.K. 1985. *Magmas and magmatic rocks: an introduction to igneous petrology*. New York, Longman Inc., 266p.

Miller, C.F., Miller, J.S., 2002. Contrasting stratified plutons exposed in tilt blocks, Eldorado Mountains, Colorado River Rift, NV, USA. *Lithos* 61, 209–224.

Miller, D.S., Smith, R.B., 1999. P and S velocity structure of the Yellowstone volcanic field from local earthquake and controlled source tomography. *Journal of Geophysical Research* 104, 15,105–15,121.

Miller, J., Wooden, J., 2004. Residence, resorption, and recycling of zircons in the Devils Kitchen rhyolite, Coso Volcanic Field, California. *Journal of Petrology* 45 (11), 2155–2170.

Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274(4):321-355.

Naime, R. H. 1987. *Geologia do complexo granítico Ramada e do granito Cerro da Cria*. Porto Alegre, 189 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Naime, R.H. & Nardi, L.V.S. 1991. O Granito da Ramada, porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense: geologia, petrologia e geoquímica. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(3): 266-274.

Nakada, S., 1991. Magmatic processes in titanite-bearing dacites, central Andes of Chile and Bolivia. *American Mineralogist* 76, 548–560.

Nardi, L.V.S. 1991. Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos metaluminosos da associação alcalina: revisão. *Pesquisas*, 18(1): 44-57.

Nardi, L.V.S. 2016. Granitoides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. *Pesquisas em Geociências*, 43 (1): 85-99.

Nardi, L.V.S. & Bonin, B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, southern Brazil - A case study. *Chemical Geology*, 92: 197-212.

Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 1988. Hidrotermalismo no Complexo Granítico Lavras e Vulcânicas Associadas, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(3): 369-375.

O'Connor, J. T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *In: US Geological Survey Professional Paper B525*. USGS, 79–84.

Ohta, T. & Arai, H. 2007. Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: a new tool for evaluating the degree of weathering. *Chemical Geology*, 240,280–297v.

Paim, P.S.G. 1994. The Guaritas Desert System (Cambro-Ordovician of Southern Brazil): An Example of A Wet Desert Depositional System. *In: 14th International Sedimentological Congress, 1994, Recife. Abstracts...* Recife, p. 15.

Paim, P. S. G., Chemale, F. & Lopes, R. C. 2000. A Bacia do Camaquã. *In: M. Holz & L. F. De Ros (Ed.). Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, p. 231-274.

Paim, P.S.G.; Lopes, R.C. & Chemale Jr. F. 1995. Stratigraphic framework and depositional systems of the Camaquã Basin (Upper vendian to Lower Ordovician) of

southern Brazil. *In: CENTENNIAL CONFERENCE 1895-1995, Stollenbosch, South Africa. Abstract...* Stollenbosch, p. 35-37.

Paim, P.S.G.; Chemale Jr. F. & Wildner, W. 2014. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, 36: 183-193.

Pallister, J.S., Hoblitt, R.P., Reyes, A.G., 1992. A basalt trigger for the 1991 eruptions of Pinatubo volcano? *Nature* 356, 426–428.

Peacock, M A., 1931. Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, 39: 689-710.

Pearce, J. A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. *In: Wyman, D. A. (ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 79–113.*

Pearce, J. A., Harris, N. W. & Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956–983.

Peccerillo, A. & Taylor, R.S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.

Petford, N., Koenders, M.A., 2003. Shear-induced pressure changes and seepage phenomena in deforming porous layer — I. *Geophysical Journal International* 155, 857–869.

Philipp, R.P., Pimentel, M.M. & Chemale Jr., F. 2016a. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*. 46(1), 83-104.

Philipp, R.P., Pimentel, M.M. & Basei, M.A.S. 2018. Tectonic Evolution of São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt: the closure of Charrua ocean. *In: Siegesmund, S.P., Oyhantcabal., Basei, M.A.S (Eds.), Geology of SW Gondwana, Regional Geology Review, Springer, Cham, 243-265.*

Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Basei, M.A.S., Salvi, M., De Lena, L.O.F., Vedana, L.A., Gubert, M.L., Lopes, C.G., Laux, J.H., Camozzato, E. 2021. U–Pb detrital zircon dating applied to metavolcano-sedimentary complexes of the São Gabriel Terrane: New constraints on the evolution of the Dom Feliciano Belt. *Journal of South American Geology*, v.110, p. 103409.

Pinheiro-Sommer, J.A. 2005. *Aplicação de Sensoriamento Remoto no Mapeamento de Unidades Vulcano-sedimentares no Platô da Ramada, Vila Nova do Sul, RS*. Porto Alegre, 106p. Dissertação de mestrado em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Plá Cid, J. & Nardi, L.V.S. 2006. Alkaline ultrapotassic A-type granites derived from ultrapotassic syenite magmas generated at metasomatized mantle sources. *International Geology Review*, 48(10): 942-956.

Porcher, C.A. 1995. Folha Passo do Salsinho – SH.22-Y-A-I-4 (CPRM). Estado do Rio Grande do Sul. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB - Projeto Mapeamento Geológico Metalogenético. Brasília, CPRM, 359 p.

Rapela C.W.; Fanning C.M.; Casquet C.; Pankhurst R.J.; Spalletti L.; Poiré D.; Baldo E.G. 2011. The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research*, 20:673-690.

Read, H.H. 1957. *The Granite Controversy*. Thomas Murby and Co, London. 430 pp.

Ribeiro, M.; Bocchi, P.R.; Figueiredo Filho, P.M. & Tessari, R. 1966. *Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul*. Rio Grande do Sul. Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral. Bras., Rio de Janeiro. n. 127, p. 1-232.

Ribeiro, M. & Fantinel, L. M. 1978. Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I tabulação de distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia*, 5:19-54.

Robertson, J.F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava - Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil.

Roisenberg, A.; Loss, E.L.; Altamirano, J.A.F. & Ferreira, A.C. 1983. Aspectos Petroológicos e Geoquímicos do Vulcanismo Pré-Cambriano/Eopaleozóico do RS com base nos Elementos Maiores. In: SIMPÓSIO SULBRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1., 1983, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre, SBG. v. 1, p. 237-285.

Rutherford, M.J., Devine, J.D., 2003. Magmatic Conditions and Magma Ascent as Indicated by Hornblende Phase Equilibria and Reactions in the 1995–2002 Soufriere Hills Magma. *Journal of Petrology* 44 (8), 1433–1453.

Saalmann K., Gerdes A., Lahaye Y., Hartmann L.A., Remus M.V.D., Laufer A. 2010. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de La Plata craton, the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal Earth Sciences*, 100:355-378.

Saalmann K., Hartmann L.A., Remus M.V.D. 2005. Tectonic evolution of two contrasting schist belts in southernmost Brazil, A plate tectonic model for the Brasiliano Orogeny. *International Geology Review*, 47:1234-1259.

Saalmann, K., Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., 2006. Tectonic evolution of the Neoproterozoic São Gabriel block, southern Brazil: Constraints on Brasiliano orogenic evolution of the Rio de la Plata cratonic margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 204-227.

Santos, E.L.; Becker, J.; Macedo, P.M.; Gonzales Filho, F. & Chabam, N. 1978. Divisão litoestratigráfica do Eo-Cambriano - Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. *Anais...* Recife. v. 2, p. 670-684.

Sartori, P.L.P. 1978. Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé, RS: modelo evolucionar de granitos do Sul do Brasil. Porto Alegre, 196 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós -graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Sartori, P.L.P & Ruegg, N.R. 1979. O Complexo Granítico de São Sepé, Rio Grande Do Sul e a Evolução das rochas graníticas da região Orogênica Do Sudeste. *Boletim IG*, Instituto de Geociências, USP, V. 10 : 69 - 78, 1979.

Shand, S. J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.

Shand, S. J., 1947. *The eruptive rocks*, 3rd ed. New York, John Wiley.

Silva L.C., McNaughton N.J., Armstrong R., Hartmann L.A., Fletcher I.R. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections, a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision of the Brasiliano/PanAfrican systems of orogens. *Precambrian Research*, 136:203-240.

Smith, R.L. 1960. Ash flows. *Geological Society of America Bulletin*, 71: 795-841.

Smith, J.V. & Brown, W.L. 1988. *Feldspar Minerals: Crystal Structures, Physical, Chemical and Microtextural Properties*. Chicago, Spinger Verlag.

Soliani Jr., E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. São Paulo, 267p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociência, Universidade São Paulo.

Sommer, C.A. 1994. *O vulcanismo ácido da porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito-RS*. Porto Alegre. 149p. Dissertação de mestrado em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Sommer C. A. 2003. *O vulcanismo neoproterozóico do Platô da Ramada, região de Vila Nova do Sul, RS*. Porto Alegre. 194p. Tese de doutorado em Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Sommer, C.A.; Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1999. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito – RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2): 245-254.

Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D. & Matos, D. 2001. Ignimbritos ricos em cristais do Platô da Ramada - RS, Brasil. *In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA*, 11., 2001. *Anais...* Montevideu, Uruguai.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Pierosan, R., Waichel, B.L., 2002. Caracterização geoquímica do vulcanismo Neoproterozóico do Platô da Ramada, porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense *In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS*, 2., 2002, Belém. *Boletim de resumos...* Belém. p. 121.

Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D. & Pierosan, R. 2003. Depósitos de fluxo piroclástico primários: caracterização e estudo de um caso no vulcanismo ácido neoproterozóico do Escudo Sul-Rio-grandense. *Pesquisas em Geociências*, 30(1): 3-26.

Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Figueiredo, A.M.G. & Pierosan, R. 2005. Potassic and Low- and High-Ti Mildly Alkaline Volcanism in the Neoproterozoic

Ramada Plateau, Southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3): 237-254.

Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S. & Liz, J.D. 2005a. The Neoproterozoic Mildly Alkaline Bimodal Volcanism in Southern Brazil: Geological and Geochemical Aspects. *International Geology Review*, 47(10): 1090-1110.

Sommer, C. A.; Lima, E. F.; Nardi, L. V. S.; Liz, J. D. & Waichel, B. L. 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78: 573-589.

Sommer, C. A.; Leitzke, F.P.; Lima, E. F.; Barreto, C.J.; Lafon, J.M.; Matté, V.; Philipp, R.P.; Conceição, R.V.; Basei, M.A.S. 2017. Zircon U-Pb geochronology, Sm-Nd and Pb-Pb isotope systematics of Ediacaran post-collisional high-silica Acampamento Velho volcanism at the Tupanci area, NW of the Sul-Rio-Grandense Shield, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 47(4): 545-560.

Sørensen, H. 1974. Introduction. *In: The alkaline rocks*, ed. H. Sørensen. John Wiley & Sons, New York, pp. 1–11.

Steck, L.K., et al., 1998. Crustal and mantle P wave velocity structure beneath Valles caldera, New Mexico: Results from the Jemez teleseismic tomography experiment. *Journal of Geophysical Research* 103, 24301–24320.

Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12, 1–33.

Sun, S.S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *In: Saunders, A.D., Norry, M.J., Eds., Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society, London, Special Publications, 42, 313-345.

Sylvester, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97, 261–280.

Tilley, C.E., 1936. Enderbite, a new member of the charnockite series. *Geological Magazine*, v.73, 312–316.

UFRGS. 1996. Mapeamento Geológico 1:25.000 Projeto Lagoa da Meia Lua - Rufino Farias - Vila Nova: Geologia da Faixa X. Porto Alegre, 178 p. Monografia de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS. 2019. Mapeamento Geológico 1:25.000 Projeto Lagoa da Meia Lua. Relatório do Projeto, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 228 p.

UFRGS. 2021. Projeto Rufino Farias Norte. Mapeamento Geológico Escala 1:25.000. Porto Alegre. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS. 2022. Projeto Vila Nova do Sul Norte. Mapeamento Geológico Escala 1:25.000. Porto Alegre. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Vazquez, J.A., Reid, M.R., 2004. Probing the Accumulation History of the Voluminous Toba Magma. *Science* 305 (5686), 991–994.
- Vedana, L.A.; Philipp, R.P.; Sommer, C.A. 2017. Post-collisional basalts of the Acampamento Velho Formation, Camaquã Basin, São Gabriel Terrane, southernmost Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 47(3): 467-489.
- Vigneresse, J.-L., Barbey, P., Cuney, M., 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology* 37 (6), 1579–1600.
- Villaseca, C., Barbero, L. & Herreros, V. 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, *Earth Sciences*, 89, 113–119.
- Weiland, C., Steck, L.K., Dawson, P., Korneev, V., 1995. Crustal structure under Long Valley caldera from nonlinear teleseismic travel time tomography using three-dimensional ray. *Journal of Geophysical Research* 100, 20379–20390.
- Whalen J, B., Currie K. L. & Chappell B. W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 407–419.
- Wiebe, R.A., Collins, W.J., 1998. Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. *Journal of Structural Geology* 20 (9–10), 1273–1289.
- Wildner W., Lima E.F., Nardi L.V.S., Sommer C.A. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in Southern Brazil: Characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1-2):261-283.
- Wildner, W.; Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 1999. Post-collisional alkaline magmatism on the Taquarembó Plateau: a well-preserved Neoproterozoic-Cambrian plutono-volcanic association in southern Brazil. *International Geology Review*, 41 (12): 1082-1098.
- Wilson, C.K., Jones, C.H., Gilbert, H.J., 2003. Single-chamber silicic magma system inferred from shear wave discontinuities of the crust and uppermost mantle, Coso Geothermal area, California. *Journal of Geophysical Research* 108 (B5).
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325– 343.
- Winter, J.D. 2001. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. 2nd ed. Harlow, Pearson Prentice Hall, 745 p.
- Wyborn, D., Chappell, B.W., 1986. The petrogenetic significance of chemically related plutonic and volcanic rocks. *Geological Magazine*, 123 (6), 619–628.
- Zak, J., Paterson, S.R., 2005. Characteristics of internal contacts in the Tuolumne Batholith, central Sierra Nevada, California (USA): implications for episodic emplacement and physical processes in a continental arc magma chamber. *GSA Bulletin* 117 (7/8).

Zollo, A., et al., 1996. Seismic evidence for a low-velocity zone in the upper crust beneath Mount Vesuvius. *Science* 274 (5287), 592–594.