



**ENCLAVES MICROGRANULARES MÁFICOS E ROCHAS HÍBRIDAS  
ASSOCIADAS COM OS GRANITÓIDES DA SUÍTE ENCRUZILHADA DO  
SUL, RS.**

Porto Alegre, 17 de dezembro de 2012.

MACIEL GILMAR JACOBS

ENCLAVES MICROGRANULARES MÁFICOS E ROCHAS HÍBRIDAS  
ASSOCIADAS COM OS GRANITÓIDES DA SUÍTE ENCRUZILHADA DO  
SUL, RS.

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

**ORIENTAÇÃO**

Prof. Dr. EDINEI KOSTER

**SUPERVISÃO**

Prof. Dr. RUY PAULO PHILIPP

**COMISSÃO EXAMINADORA**

Prof.Dr. LAURO VALENTIM STOLL NARDI

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. MARIA DE FÁTIMA SARAIVA BITENCOURT

**COMISSÃO DOS PROJETOS TEMÁTICOS**

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. ANDRÉA RITTER JELINEK

Prof.Dr. RUALDO MENEGAT

Prof.Dr. MARCUS V. D. REMUS

Jacobs, Maciel Gilmar

Enclaves microgranulares máficos e rochas híbridas associadas com os granitóides da Suíte Encruzilhada do Sul, RS./ Maciel Gilmar Jacobs - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2011. 125 f.il.

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2012.

Orientador: Prof. Dr. Edinei Koster

Supervisão: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

1. Cinturão Dom Feliciano. 2. Batólito Pelotas. 3. Suíte Encruzilhada do Sul. 4. Magmatismo pós-colisional. 5. Petrologia. 6. Rochas Máficas. 7. Mistura de Magmas.  
I. Título.

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca Geociências - UFRGS  
Renata Cristina Grün CRB 10/1113

**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, Enclaves microgranulares máficos e rochas híbridas associadas com os granitóides da Suíte Encruzilhada do Sul, RS, elaborado por Maciel Gilmar Jacobs, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora:**

---

Lauro Valentim Stoll Nardi

---

Maria de Fátima Saraiva Bitencourt

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a todos aqueles que de uma forma ou outra contribuíram para este trabalho.

Ao Prof. Dr. Lauro Valentin Stoll Nardi pelo financiamento das análises químicas (Projeto PRONEX FAPERGS/CNPq 10/0045-6).

Ao Instituto de Geociências, pela disponibilização do veículo, pelo espaço para processar e analisar as amostras coletadas.

## RESUMO

A Suíte Encruzilhada do Sul ocorre na porção norte-noroeste do Batólito Pelotas como um corpo contínuo e alongado na direção N30°E. A suíte é composta predominantemente por rochas graníticas, com ocorrência subordinada de corpos dioríticos e de enclaves microgranulares. As relações de contato entre as rochas graníticas e máficas observadas em campo são caracterizadas por estruturas que identificam a mistura física e química entre estes dois termos composicionais. Para investigar a evolução petrológica deste magmatismo bimodal foram realizados estudos petrográficos e litoquímicos. Os granitos possuem composição monzogranítica com textura heterogranular grossa nas porções centrais do corpo, gradando para termos porfiríticos de matriz média nas porções de bordo do corpo. A mineralogia é caracterizada por elevado percentual de megacristais de K-feldspato com tamanhos entre 2 a 5 cm imersos em matriz equigranular média a grossa rica em quartzo, teores variáveis de plagioclásio e biotita, apatita, zircão e minerais opacos como acessórios. As rochas máficas ocorrem de modo mais abundante associadas à fácies porfirítica, localizada nas porções de bordo da suíte. Composicionalmente são caracterizadas por dioritos, quartzo-dioritos e tonalitos com textura equigranular fina a média. Ocorrem raros corpos de dioritos com formas elípticas a circulares com alguns metros a dezenas de metros de diâmetro. Mais comumente constituem enclaves microgranulares com formas elípticas, circulares e irregulares, que variam entre centímetros e metros de diâmetro. Menos frequente mostram formas tabulares com extensões de dezenas de metros. A composição mineral é constituída por plagioclásio, biotita, hornblenda, clinopiroxênio e, subordinadamente, K-feldspato e quartzo, estes últimos como xenocristais. O contato entre os termos máficos e graníticos indica ocorrência de mistura entre magmas, constatado nas estruturas e texturas geradas pelo processo de hibridização (*magma mixing*) e de mistura física (*magma mingling*). A hibridização forma tipos petrográficos intermediários, com textura equigranular média a porfirítica, teores variáveis de biotita e hornblenda. Os dados petrográficos e geoquímicos obtidos indicam que os granitos representam um magma da série alcalina potássica, enquanto as rochas máficas derivam de um magma básico de composição toleítica. A interação entre estes magmas resultou em termos híbridos que apresentam composição intermediária com relação aos magmas ácidos e básicos. A geração desta suíte granítica está associada provavelmente a um episódio de movimentação extensional da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu em período posterior ao pico do metamorfismo colisional. Esta estrutura atingiu grandes profundidades, provocando a fusão do manto e canalizando a ascensão do magma básico. A interação do calor mantélico e deste magma provoca a fusão parcial da crosta, representada pelos ortognaisses granulíticos do Complexo Arroio dos Ratos e por paragnaisses do Complexo Várzea do Capivarita, com a geração do magmatismo da Suíte Encruzilhada do Sul.

**Palavras-chave:** Cinturão Dom Feliciano, Batólito Pelotas, Suíte Encruzilhada do Sul, Magmatismo pós-colisional, Petrologia, Rochas Máficas, Mistura de Magmas.

## ABSTRACT

The Encruzilhada do Sul suite occurs in the northern-northwestern Batholith Pelotas as a continuous body and elongated in the direction N30E. The suite is composed dominantly of granitic rocks with subordinate occurrence of diorite bodies and mafic microgranular enclaves. The contact relations between the mafic and granitic rocks observed in the field are characterized by structures that identify the physical and chemistry mixing between these two composition alternatives. To investigate the evolution of bimodal magmatism, petrographic and geochemistry studies were performed. The granites have monzogranite composition with coarse texture heterogranular in the central portions of the body, and fine in terms of porphyritic matrix in the edge portions of the body. The mineralogy is characterized by a high percentage of K-feldspar megacrysts ranging in size from 2 to 5 cm immersed in medium to coarse equigranular matrix rich in quartz, varying amounts of plagioclase and biotite, apatite, zircon and opaque minerals as accessories. Mafic rocks occur more abundantly associated with porphyritic facies, located on the edge portions of the suite. Compositionally they are characterized by diorites, quartz-diorites and tonalite with equigranular texture fine to medium. Rare bodies of diorite occurring in circular to elliptical shapes, with meters to tens of meters in diameter. Mafic microgranular enclaves are most commonly shaped elliptical, circular and irregular, ranging between centimeters and meters in diameter. Less frequent forms show tabular extensions of tens of meters. Mineralogy consists of plagioclase, biotite, hornblende, clinopyroxene and subordinate K-feldspar and quartz, the latter as xenocrysts. The contact between the mafic and granitic terms indicates occurrence of mixing between magmas, evidenced in the structures and textures generated by the hybridization process (*magma mixing*) and physical mixture (*magma mingling*). Hybridization forms intermediate petrographic types, with medium equigranular to porphyritic texture, varying amounts of biotite and hornblende. The petrographic and geochemical data obtained indicate that the granites represent a potassic alkaline magma series, while the mafic magma derived from a basic tholeiitic composition. The interaction between these magmas resulted in terms of hybrids which exhibit intermediate composition with respect to acidic and basic melts. The generation of this granitic suite is probably related to an episode of extensional motion of the Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu in the period after peak metamorphism of collisional origin. The structure reached great depths, causing the melting of the mantle and channeling the rise of magma. The interaction of heat and this mantle magma causes partial melting of the crust, represented by the granulitic orthogneiss Complex Arroio dos Ratos and the paragneiss Complex Várzea Capivarita, with generating of the magmatism of the Encruzilhada do Sul Suite.

**Keywords:** Dom Feliciano Belt, Pelotas Batholith, Encruzilhada do Sul Suite, post-collisional Magmatism, Petrology, Mafic Rocks, Mixing Magmas.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Mapa de localização geográfica de Encruzilhada do Sul.....16
- Figura 2. Microscópio petrográfico *Meiji ML-9300®*.....21
- Figura 3. Esquema simplificado funcionamento espectrômetro de massas.....24
- Figura 4. Equipamento ICP-MS.....24
- Figura 5. Modelo hipotético da evolução na cristalização do magma félsico e os estágios de interação com o magma máfico.....31
- Figura 6. Mapa geológico do Escudo Sul-Rio-Grandense.....40
- Figura 7. Mapa geológico do Batólito Pelotas.....43
- Figura 8. Mapa geológico da Suíte Encruzilhada do Sul e arredores.....49
- Figura 9. Mapa geológico da Suíte Encruzilhada do Sul, pontos demarcados pelo projeto e as três áreas de pesquisa.....53
- Figura 10. **A)** corpo diorítico hospedado no Granito Encruzilhada, fácies porfirítica. Arroio dos Machados. **B)** intrusão do magma félsico com assimilação parcial da rocha diorítica, contatos interdigitados. **C)** rocha diorítica com intrusão de magma félsico pegmatítico, magma *mingling*. **D)** híbrido quartzo-diorítico, magma *mixing*. **E)** Granito Encruzilhada, porfirítico a inequigranular grosso. **F)** textura da rocha diorítica.....53
- Figura 11. **A)** enclave microgranular máfico em contato abrupto com Granito Encruzilhada (porfirítico), xenocristais que migram para o enclave. **B)** caracterização do termo híbrido (magma *mixing*) quartzo-diorítico, textura equigranular fina (salpimenta), textura porfirítica subordinada.....56
- Figura 12. **A) e B)** Granito Encruzilhada heterogranular, região central do corpo. Enclave microgranular máfico elíptico e arredondado, contato abrupto, ocorrência de xenocristais. **C)** Granito Encruzilhada, textura porfirítica média, hospedando enclaves microgranulares máficos. **D)** enclave microgranular máfico, equigranular fino com ocorrência de xenocristais (feldspato potássico) com formas arredondadas (dissolvidos) e textura *rapakivi*. **E) e F)** Granito Encruzilhada, porfirítico médio, fenocristal de K-feldspato arredondado com inclusão de minerais máficos (textura



poiquilitica), manto cálcico (textura *rapakivi*), e máficos orlando estas composições (textura *ocelar*), microenclave microgranular máfico.....59

Figura 13. **A) e B)** enclaves microgranulares máficos hospedados no Granito Encruzilhada porfirítico, contato abrupto e formas arredondadas. **C)** desenho esquemático da interação do Granito Encruzilhada com os enclaves microgranulares máficos. **D)** concentração dos megacristais ao redor dos enclaves, além da migração mecânica destes a partir da hospedeira. **E)** croqui evidenciando os enclaves microgranulares máficos e a concentração dos megacristais próximo aos enclaves.....61

Figura 14. **A)** quartzo-diorito equigranular médio. **B)** croqui esquemático da interação entre o diorito e Granito Encruzilhada com a geração de rocha híbrida. **C)** textura da rocha híbrida observada em campo. **D)** Granito Encruzilhada porfirítico, coloração avermelhada e provável orientação dos megacristais. **E)** dique máfico intrusivo no granito.....63

Figura 15. **A)** Granito Encruzilhada, fácies equigranular. **B)** enclave microgranular máfico (15 cm). **C)** quartzo-monzodiorito equigranular médio. **D)** monzogranito híbrido, magma *mixing*, gradação composicional entre os termos. **E)** croqui esquemático da interação entre o magma máfico e magma félsico com a geração de híbrida. **F)** rocha granodiorítica, magma *mixing*, com xenocristal de feldspatos arredondados e enclave microgranular máfico hospedado, resultando em duplo enclave.....66

Figura 16. **A)** fácies porfirítica, monzogranito de matriz média e índice de cor 10%, xenocristais de K-feldspatos (bordos arredondados e corroídos). **B)** fragmentos angulosos do enclave microgranular máfico hospedado no Granito Encruzilhada (fácies equigranular). **C)** enclave microgranular máfico, cor preta e textura equigranular fina. **D)** contato gradacional entre enclave e granito, com xenocristais de K-feldspato evidenciando processo de magma *mingling*. **E)** croqui esquemático ilustrando a migração mecânica dos megacristais.....68

Figura 17. **A)** quartzo-monzodiorito, textura equigranular média, subordinada textura porfirítica, mais máfico. **B)** quartzo-monzonito, textura equigranular média, mais félsico.....69

Figura 18. **A)** Granito Encruzilhada, leucogranito, textura fina e subordinada textura porfirítica. **B)** granodiorito com matriz equigranular média e subordinada porfirítica, enclaves microgranulares máficos (entre 3 e 10 cm). **C)** quartzo-monzonito

equigranular médio, índice de máficos entre 6 %, magma *mixing*. **D)** detalhamento da rocha máfica com porção quartzo-feldspática.....69

Figura 19. Fotomicrografias: **A)** textura porfirítica fina, microfenocristais de plagioclásio e matriz granular de plagioclásio, quartzo, biotita e K-feldspato. **B)** textura de quartzo *ocelar*, com bordas de piroxênio (augita). **C)** augita localizadamente sofre uralitização (transformação para hornblenda). **D)** núcleo de plagioclásio sericitizado, e bordas com plagioclásio tardio, anédrico e pouco alterado. **E)** inclusões de apatita acicular a prismática.....79

Figura 20. Fotomicrografias: **A)** concentração de apatitas e opacos na biotita. **B)** clinopiroxênio incluído em biotita. **C)** visão geral do detalhe de **(B)**, trama maciça, variedade de máficos (biotita com inclusão de clinopiroxênio), anfibólio e opaco anédrico. **D)** mesma região com luz polarizada, destacando plagioclásios. **E)** quartzo intersticial.....81

Figura 21. Fotomicrografias: **A)** titanita orlando opaco, envolta por hornblenda. **B)** alanita envolta por titanita e anfibólio alterado. **C)** aspecto geral da rocha, presença de anfibólio, biotita, titanita, alanita e félsicos.....82

Figura 22. Fotomicrografias: **A)** textura porfirítica, detalhando titanita. **B)** detalhando hornblenda associada com titanita. **C)** intercrescimento de biotita e clorita. **D)** dois anfibólios, hornblenda e actinolita nas bordas, associação do anfibólio com a biotita.....87

Figura 23. Fotomicrografias da descrição do termo granodiorítico.....88

Figura 24. Diagramas de Harker, relaciona  $\text{SiO}_2$  e diferentes elementos maiores.....101

Figura 25. Diagramas de Harker, relaciona  $\text{SiO}_2$  e diferentes elementos maiores.....102

Figura 26. Diagramas de Harker, relaciona  $\text{SiO}_2$  e diferentes elementos menores.....103

Figura 27. Diagramas para a classificação da série magmática.....104

Figura 28. Diagramas dos ETRs, amostras de enclaves microgranulares máficos e termos híbridos.....106

Figura 29. Diagramas dos ETRs, amostras do Granito Encruzilhada (porfirítico e equigranular) e do Granito Pitangueiras.....107

Figura 30. Diagrama multielementar para rochas do tipo MORB, OIB, Manto Primitivo. Amostras de enclaves microgranulares máficos e híbridas pouco diferenciadas.....109

Figura 31. Diagrama multielementar para rochas do tipo MORB, OIB, Manto Primitivo. Amostras híbridas intermediárias e mais diferenciadas.....110

Figura 32. Diagrama multielementar para rochas do tipo MORB, OIB, Manto Primitivo. Amostras do Granito Encruzilhada (porfirítico e equigranular).....111

Figura 33. Diagrama multielementar para rochas do tipo MORB, OIB, Manto Primitivo. Amostras do Granito Pitangueiras.....112

Figura 34. Diagrama discriminante dos ambientes tectônicos.....113

## **LISTA DE QUADROS**

Quadro 1. Representação das simbologias para as diferentes litologias e as diferentes áreas estudadas na temática.....100

## **LISTA DE TABELAS**

Tabela 1. Análises químicas inéditas da 1ª e 2ª áreas estudadas. Elementos maiores expressos em percentual de óxidos (% de peso).....93

Tabela 2. Análises químicas disponíveis nos trabalhos de Vasquez (1997), enclaves microgranulares máficos e rochas híbridas associadas ao Granito Encruzilhada, 2ª área estudada, e também associadas ao Granito Pitangueiras, 3ª área estudada. Elementos maiores expressos em percentual de óxidos (% de peso).....94

Tabela 3. Análises químicas nas amostras estudadas, e disponíveis nos trabalhos de Vasquez (1997), Granito Encruzilhada ( fácies porfirítica e fácies equigranular) da 2ª área estudada. Elementos maiores expressos em percentual de óxidos (% de peso).....95

Tabela 4. Análises químicas disponíveis nos trabalhos de Vasquez (1997), Granito Pinheiros, 2ª área estudada e Granito Pitangueiras, 3ª área estudada. Elementos maiores expressos em percentual de óxidos (% de peso).....96

Tabela 5. Análises químicas inéditas da 1ª e 2ª áreas estudadas. Elementos menores expressos em ppm.....97

Tabela 6. Análises químicas disponíveis nos trabalhos de Vasquez (1997), enclaves microgranulares máficos e rochas híbridas associadas ao Granito Encruzilhada, 2ª área estudada, e também associadas ao Granito Pitangueiras, da 3ª área estudada. Elementos menores expressos em ppm.....96

Tabela 7. Análises químicas nas amostras estudadas, e disponíveis nos trabalhos de Vasquez (1997), Granito Encruzilhada ( fácies porfírica e fácies equigranular) da 2ª área estudada. Elementos menores expressos em ppm.....98

Tabela 8. Análises químicas disponíveis nos trabalhos de Vasquez (1997), Granito Pitangueiras, 3ª área estudada. Elementos menores expressos em ppm.....99

## SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	5
RESUMO.....	6
ABSTRACT.....	7
LISTA DE FIGURAS.....	8
LISTA DE QUADROS.....	11
LISTA DE TABELAS.....	11
SUMÁRIO.....	13
1. INTRODUÇÃO.....	15
1.1. Localização.....	15
1.2. Caracterização do Problema.....	16
1.3. Objetivos.....	16
1.4. Materiais e Métodos utilizados.....	17
1.4.1. Revisão Bibliográfica.....	17
1.4.2. Etapa de Campo.....	18
1.4.2.1. Preparação das Amostras.....	18
1.4.2.2. Preparação das Lâminas Delgadas.....	19
1.4.2.3. Preparação para as Análises Geoquímicas.....	19
1.4.3. Etapas de Laboratório.....	20
1.4.3.1. Petrografia.....	20
1.4.3.2. Geoquímica.....	22
Espectrometria de Emissão de Plasma (ICP).....	23
Espectrometria de Emissão de Plasma por	
Espectrômetro de Massa (ICP-MS).....	24
1.5. Estado da Arte.....	25
1.5.1. Ambientes tectônicos de formação.....	27
1.5.2. Mistura de magmas.....	29
1.5.3. Texturas características.....	33
1.5.4. Relações minerais e elementares.....	34
1.5.5. Evolução do sistema.....	37

2.	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL, TRABALHOS ANTERIORES.....	39
2.1.	Escudo Sul-Rio-Grandense.....	39
2.2.	Batólito Pelotas.....	42
2.2.1.	Trabalhos Anteriores.....	43
2.3.	Suíte Encruzilhada do Sul.....	48
2.3.1.	Trabalhos Anteriores.....	50
3.	APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS.....	53
3.1	Geologia das Áreas Estudadas.....	53
3.1.1.	Folha de Figueiras.....	54
3.1.2.	Folhas de Cerro da Árvore, Encruzilhada do Sul Passo das Canas.....	56
3.1.3.	Folha Várzea do Capivarita.....	66
3.2.	Resultados Petrográficos.....	70
3.2.1.	Folha Figueiras.....	70
3.2.2.	Folhas de Cerro da Árvore, Encruzilhada do Sul Passo das Canas.....	73
3.2.3.	Folha Várzea do Capivarita.....	77
3.3.	Resultados Geoquímicos.....	91
4.	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	113
4.1.	Petrográficos.....	113
4.2.	Geoquímicos.....	115
4.2.1.	Processos de Diferenciação.....	115
4.2.2.	Série Magmática.....	116
4.2.3.	Ambiente Tectônico de formação de rochas granitóides.....	116
4.2.4.	Processos de Geração.....	117
5.	CONCLUSÕES.....	118
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	121

## **1. INTRODUÇÃO**

Este trabalho tem como objetivo a caracterização do magmatismo máfico associado aos granitos da Suíte Encruzilhada do Sul. Esta suíte é relacionada à evolução final do Cinturão Dom Feliciano, um amplo orógeno desenvolvido na região sul durante o Ciclo Brasileiro. Para tanto, relata as metodologias e técnicas aplicadas, os resultados obtidos e as conclusões formadas.

### **1.1. Localização**

A área estudada se situa nos arredores do município de Encruzilhada do Sul, porção central do estado do Rio Grande do Sul. Esta região abrange as folhas do Serviço Geográfico do Exército 1:50.000 de Figueiras (SH.22-Y-A-VI-3), Encruzilhada do Sul (SH.22-Y-A-VI-2 MI 2997/2), Passo das Canas (SH.22-Y-A-III-4 MI 2984/4), Cerro da Árvore (SH.22-Y-A-VI-1 MI 2997/1) e Várzea do Capivarita (SH.22.Y-B-I-3 MI 2985/3), compreendida entre as latitudes 31°00' e 30°20' S, e as longitudes 53°00' e 52°00' W.

Esta área dista aproximadamente 176 km da capital Porto Alegre. Partindo através da rodovia federal BR-116 e BR-290 no sentido oeste, segue-se até o trevo de acesso a cidade de Pântano Grande. Neste ponto, segue pela rodovia estadual RS-471, em direção sul, até a cidade de Encruzilhada do Sul (figura 1). A partir da cidade, as diversas áreas estudadas foram acessadas por vias secundárias que ligam Encruzilhada do Sul com as localidades definidas para os perfis geológicos.

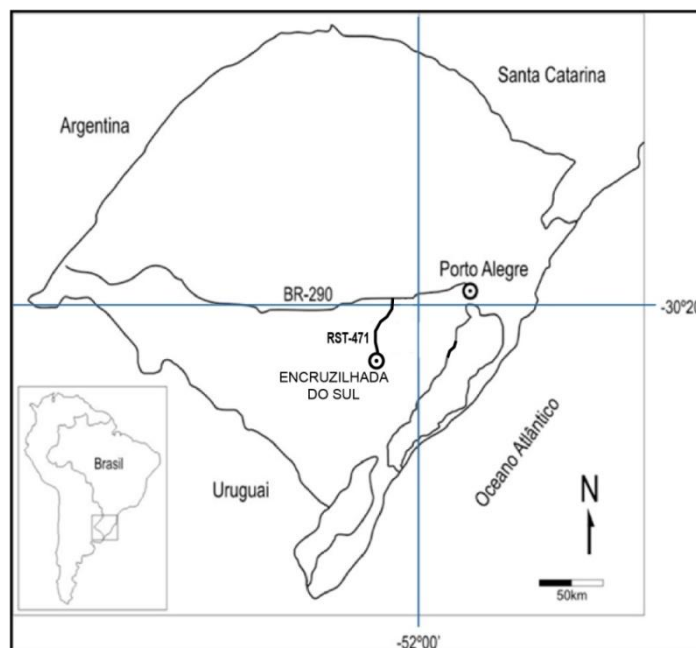


Figura 1: Localização geográfica de Encruzilhada do Sul e vias de acesso. Adaptado a partir de Fontana, E. (2011).

## 1.2. Caracterização do Problema

A avaliação das relações entre o magmatismo máfico e granítico partiu das hipóteses de que as rochas máficas e híbridas poderiam representar (i) xenólitos de rochas ígneas máficas, (ii) xenólitos de rochas metamórficas máficas (anfíbolitos), (iii) corpo de rochas ígneas máficas com estruturas de mistura de magmas.

Apesar do reconhecimento da ocorrência de rochas ígneas máficas e termos híbridos associados na Suíte Encruzilhada do Sul, este magmatismo ainda não foi objeto de estudo detalhado.

## 1.3. Objetivos

O objetivo principal do trabalho é a investigação das relações petrológicas entre o magmatismo máfico e félsico a partir da identificação de estruturas e texturas, e das variações composicionais entre estes dois termos. Os estudos geoquímicos auxiliaram na definição da série magmática, na avaliação dos processos de diferenciação magmática e de hibridização, e foram determinantes para o posicionamento tectônico da suíte.



Foram comparados os resultados obtidos com os estudos disponíveis na literatura sobre a Suíte Encruzilhada do Sul. A integração dos dados obtidos serviu como embasamento para aprimorar o modelo evolutivo magmático.

#### **1.4. Materiais e Métodos utilizados**

As metodologias analíticas empregadas tiveram como princípio caracterizar as rochas máficas e híbridas. Para isto realizou atividades no campo, e posteriormente efetuou análises de laboratório.

A etapa pré-campo consistiu na revisão bibliográfica de artigos científicos, livros e teses relacionadas com a geologia regional e o contexto geotectônico, além de artigos e livros textos que relacionam misturas de magmas.

A etapa de campo foi realizada no mês de maio do presente ano, e compreendeu a descrição de afloramentos das principais áreas de ocorrência do magmatismo máfico e dos termos híbridos, envolvendo análise petrográfica e de estruturas, geração de croquis esquemáticos representativos, além da amostragem de rocha.

A etapa pós-campo ocorreu nas dependências do Instituto de Geociências da UFRGS, para organização e tratamento dos registros efetuados no campo, e no processo da preparação das amostras destinadas para as análises petrográficas e geoquímicas.

##### **1.4.1. Revisão Bibliográfica**

Foi efetuada uma ampla revisão dos trabalhos publicados sobre os granitóides da Suíte Encruzilhada do Sul, destacando os trabalhos de Ramgrab *et al.*, (1997), Vasquez (1997), Ventzke (2007), e os relatórios das disciplinas de Mapeamento Geológico I e II do curso de Geologia da UFRGS (2008, 2009, 2010 e 2011). Também foram revisadas as cartas geológicas disponíveis para caracterizar a abrangência dos granitos e das rochas máficas que compõem a suíte, com a finalidade da confecção de mapas aprimorados para realização dos perfis geológicos.

Foram selecionados textos científicos referentes ao emprego dos métodos analíticos, da evolução do conhecimento em relação aos processos da mistura de magmas, e dos contextos tectônicos favoráveis ao desenvolvimento destes processos.

#### **1.4.2. Etapas de Campo**

A atividade de campo foi realizada entre os dias 4 e 7 do mês de maio do ano de 2012.

Os trabalhos de campo visaram descrição das principais ocorrências de rochas máficas e híbridas com coleta de dados estruturais e petrográficos, além da amostragem de rocha para análises de laboratório.

Todos os pontos visitados foram locados através de coordenadas geográficas, obtidas pelos equipamentos de Sistema de Posicionamento Global (GPS) (*Global Positioning System*), da marca *Garmin® HCX*. Todas as coordenadas estão georreferenciadas na Projeção Universal Transversa de Mercator (UTM), *datum* Córrego Alegre, zona 22 J. Estas medidas foram projetadas no mapa digital por meio do software *Adobe Illustrator* e também *ArcGis*.

Foram obtidas fotografias e realizados croquis esquemáticos em meio digital a partir das anotações de campo, que relacionam as estruturas e relações de contato características da mistura entre os magmas.

Durante o levantamento de campo foram analisados 16 pontos, os quais receberam as iniciais MJ, referentes ao nome Maciel Jacobs, em número sequencial. As amostras foram numeradas e discriminadas para as devidas análises.

As amostras de rocha coletadas são representativas e estavam livres de alteração. Para tal, foram utilizados marretas, talhadeiras e sacos plásticos devidamente etiquetados para acondicionamento.

##### **1.4.2.1. Preparação das Amostras**

A descrição macroscópica foi realizada durante as atividades de campo. As escolhidas para confecção de lâminas petrográficas e análises geoquímicas, foram

separadas e encaminhadas ao laboratório de apoio analítico e preparação de amostras do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

Para prevenir riscos de contaminação, cada processo envolvido foi precedido das devidas precauções, como a limpeza sistemática, para evitar possíveis alterações dos resultados obtidos.

#### **1.4.2.2. Preparação das Lâminas Delgadas**

Foram selecionadas 8 amostras para a confecção das lâminas delgadas. Estes procedimentos foram feitos no laboratório de preparação de amostras do Instituto de Geociências da UFRGS. Para a confecção das lâminas delgadas, passaram pelos seguintes tratamentos:

- corte da amostra de rocha na serra circular motorizada, com disco de corte diamantado, em fatias com aproximadamente 2 cm de espessura;
- numa serra menor, corte na forma de tabletes, com o formato das lâminas delgadas;
- polimento de uma das superfícies do tablete;
- colagem de uma lâmina de vidro na superfície polida anteriormente;
- secagem do tablete com a lâmina de vidro em estufa durante 1 dia;
- desbaste do tablete com a lâmina de vidro;
- lixamento da lâmina com distintos potenciais abrasivos (de 120 a 4000 grana);
- polimento para o acabamento final, com utilização de abrasivos composto por alumina, até que a lâmina atinja a espessura de 0,3 mm.

#### **1.4.2.3. Preparação para as Análises Geoquímicas**

Foram selecionadas 25 amostras representativas de rochas coletadas no campo para as análises da composição química. A amostragem foi feita de forma a representar variações elementares em rocha total, com ênfase para as composições de elevados teores em minerais máficos e termos híbridos gerados pela mistura entre os magmas máficos e félsicos.

As amostras selecionadas foram britadas até atingirem uma fração de tamanho centimétrico. Após a amostra foi quarteada e armazenada em embalagem plástica devidamente identificada.

Este material foi encaminhado para Acme Analítica Laboratórios Ltda., na cidade de Aparecida de Goiás, estado de Goiás. Lá foram procedidas outras etapas no preparo, como moagem e pulverização.

### **1.4.3. Etapas de Laboratório**

Nesta etapa as amostras preparadas foram encaminhadas aos laboratórios para as aplicações dos métodos analíticos.

#### **1.4.3.1. Petrografia**

Para a descrição das amostras laminadas foi utilizado um microscópio óptico binocular de luz polarizada com aumento de até 40 vezes (figura 2).



Figura 2: Microscópio petrográfico *Meiji ML-9300®*, (retirada do manual de instruções da série ML 9000).

As análises petrográficas tiveram como objetivo a caracterização de estruturas e texturas, a definição da composição mineral das rochas máficas e híbridas, além da determinação das concentrações modais.

A análise petrográfica foi feita através da identificação das texturas como tamanho, orientação e arranjo dos cristais. A composição QAP (e possíveis variações nessa classificação), o índice de cor ( $M'$ ) e a identificação de minerais acessórios. Após essa etapa, foi feita uma descrição específica de cada mineral componente da rocha, utilizando como apoio as recomendações da IUGS – União Internacional das Ciências Geológicas, livros tradicionais de petrologia ígnea e

artigos (e.g. Streckeisen, 1976; Le Maitre, 1989; Le Bas & Streckeisen, 1991; Hibbard, M.J. 1995, Barbarin, B. 2005).

Para ilustrar as feições características e diagnósticas foram feitas fotomicrografias em luz polarizada.

A análise petrográfica permitiu a caracterização das estruturas, determinação da composição petrográfica modal, determinação da ordem de cristalização, relações de contato entre os minerais e os processos de alterações hidrotermais. Estas foram importantes e consistiram na identificação dos processos magmáticos e pós-magmáticos que marcam a evolução petrogenética do magmatismo máfico, e o hibridismo gerado a partir da mistura com magmatismo félsico na Suíte Encruzilhada do Sul.

#### **1.4.3.2. Geoquímica**

No estudo do magmatismo máfico, dos processos de diferenciação e de hibridização entre as rochas máficas e félsicas da Suíte Encruzilhada do Sul, a interpretação dos dados químicos, de forma integrada com as observações de campo, e com o estudo petrográfico, foi uma importante ferramenta para compreender como se comportam elementos maiores, traços e terras raras.

O teor total dos principais óxidos e vários elementos menores, foram determinados em amostra de 0,2g, pela Espectrometria de Emissão de Plasma, ou Plasma de Acoplamento Indutivo (*Inductively Coupled Plasma – ICP*), depois de uma fusão da amostra por lítio metaborato–tetraborato, e a sua diluição pela digestão nítrica. O processo de perda em ignição ocorreu por diferença de peso, após a ignição da amostra a 1000°C.

Os elementos traços (terras raras e elementos refratários) foram determinados em amostras de 0,2g, pela Espectrometria de Emissão de Plasma por Espectrômetro de Massa (*Inductively Coupled Plasma Emission Mass Spectrometry – ICP-MS*), após o processo de fusão da amostra por lítio metaborato–tetraborato, e a sua diluição pela digestão nítrica.

Os resultados químicos adquiridos foram somados com aqueles publicados na dissertação de mestrado de Vasquez (1997). Este banco de dados foi analisado a partir da confecção de tabelas, gráficos e diagramas, com o programa *GeoChemical*

*Data ToolKIT* (GCDkit) (Janousek *et al.*, 2006). Este programa foi adquirido gratuitamente pelo endereço eletrônico [www.gla.ac.uk/gcdkit/](http://www.gla.ac.uk/gcdkit/).

As análises geoquímicas foram utilizadas para a caracterização da série magmática a qual pertence o magmatismo máfico. Auxiliaram na identificação dos processos de fracionamento magmático, nos processos de hibridização e na análise do posicionamento tectônico da suíte.

### **Espectrometria de Emissão de Plasma (ICP)**

O ICP mede a maioria dos elementos da tabela periódica com baixo limite de detecção e boa precisão. Esta técnica também tem a capacidade de analisar uma grande quantidade de amostras num curto período de tempo (Rollinson, 1993).

A espectrometria de emissão atômica mede a intensidade da luz emitida por átomos ou íons excitados, quando ocorre a transição do elétron de valência para um estado de energia mais baixo. Essa transição é acompanhada da emissão dum fóton de energia característica na faixa da luz visível ou ultravioleta. O estado excitado é de curta duração e pode ser alcançado por absorção de um fóton característico, ou por temperaturas elevadas. Dessa forma, para obtenção duma fonte de alta temperatura que excite os átomos para espectrometria de emissão, construiu-se a tocha de plasma acoplado indutivamente (ICP).

A produção do espectro ocorre pela nebulização da amostra em solução, no interior dum plasma de argônio, sustentado por campo magnético gerado pela bobina de rádio frequência. Para formar o plasma, no início da operação o argônio é ionizado com o auxílio duma centelha de alta voltagem e se torna condutor. Isso provoca muitas colisões com o rápido aumento de temperatura (Gomes, 1984).

Plasma são gases em elevada temperatura que têm fração de seus constituintes dissociados em íons e elétrons, para manter o plasma sustentado é necessário o fornecimento contínuo de energia. O plasma usado no ICP é formado por elétrons e íons de argônio, sustentado pelo movimento circular de íons e elétrons no campo magnético oscilante de uma bobina de indução. A temperatura no plasma atinge 10.000 K, suficiente para excitar todos os tipos de átomos.

Os átomos excitados emitem grande variedade de linhas espectrais. Cada elemento tem uma linha de emissão característica, e devido elevada temperatura

todas as linhas são emitidas simultaneamente por todos os elementos constituintes da amostra, por isso ocorrem muitas interferências espectrais e se torna necessário um espectrômetro de alta resolução que permita distinguir entre linhas muito próximas para possibilitar a identificação dos elementos presentes na amostra (figura 3).

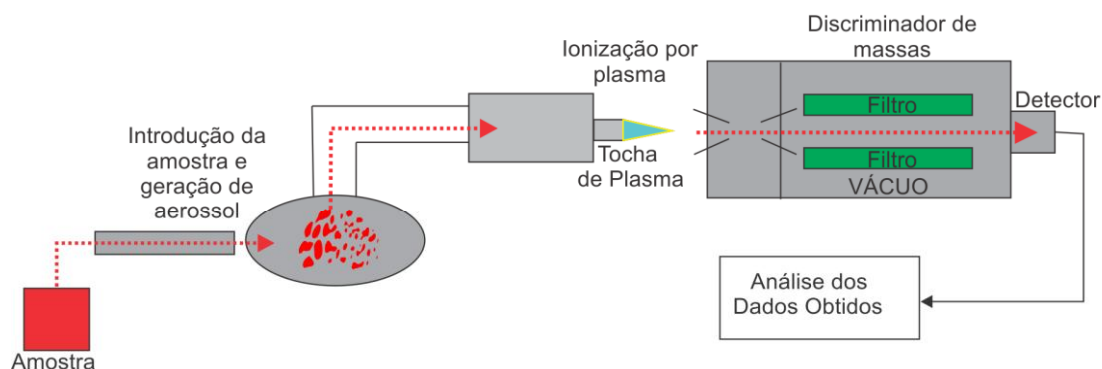


Figura 3: Esquema simplificado do funcionamento dum espectrômetro de massas. Retirado de Ramos, C. R. (2011).

### **Espectrometria de Emissão de Plasma por Espectrômetro de Massa (ICP-MS)**

O ICP-MS (figura 4) é semelhante ao ICP, porém ocorre conectado um sistema de detecção, o espectrômetro de massa quadripolar. O ICP-MS tem um limite de detecção muito baixo, sendo utilizado para determinar conteúdo de elementos traços (Jenner, 1990).



Figura 4: Caracterização do equipamento ICP-MS, foto cedida pelo Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, UFRGS, 2012.



O analisador de massa quadripolar apresenta quatro cilindros metálicos dispostos de forma paralela entre si, nos quais se aplica corrente elétrica do tipo DC e potencial de rádio frequência alternado. Os íons produzidos na fonte de ionização do instrumento, focalizados no centro da região entre os quatro cilindros atravessam o quadripolar axialmente. A rádio frequência é variada para que íons de diferentes razões de massa sobre carga realizem trajetória helicoidal estável ao longo do analisador de massa quadripolar e cheguem ao detector para gerar o espectro de massa (Corilo, 2007).

Os íons ou átomos provenientes da amostra ao atravessar o campo magnético são separados em um padrão chamado espectro de massa, que representa a trajetória do íon de acordo com a sua massa. Dessa forma, ao saber a posição do íon no espectro se torna possível identificar a massa e a carga reconhecendo os elementos presentes na amostra.

Esse sistema proporciona vantagem como detecção multi-elementar, sensibilidade, velocidade analítica, bem como utilização de um simples espectro, o que diferencia do ICP. A maior desvantagem para o ICP e o ICP-MS está na necessidade da amostra ser diluída em solução, o que não é necessário em outras técnicas, como a Fluorescência de Raios-X (Longerich, 1990).

## **1.5. Estado da Arte**

A origem e o desenvolvimento da crosta continental tem sido objeto de pesquisa na área das Geociências. Este item relata as observações e testes analíticos aplicados em situações similares a esta proposta. A discussão referente aos conceitos postulados e a geração de resultados, serviram de base para contextualizar a Suíte Encruzilhada do Sul.

Na Alemanha entre 1840 e 1860, Gustav Bischof of Bon, e Robert Von Bunsen escrevem tratados sobre a composição química das rochas vulcânicas de Iceland (Groenlândia) (Pitcher, 1993). Bunsen mostrou a coexistência de lavas ácidas e básicas e postulou fusões de rochas distintas que se misturavam para formar rochas intermediárias. Assinalou as origens distintas dos basaltos e dos granitos e salientou ser impossível que granitos com elevado teor de potássio derivarem de magmas básicos. Entre 1866 e 1877 Heinrich Rosenbusch ressaltou a

importância da petrografia no estudo das rochas graníticas a partir do caráter magmático das mesmas (*Die mikroskopische physiographie der massigen gesteire*, 1877). Em 1901 ressaltou a importância dos processos de diferenciação nos magmas graníticos que se tornavam mais ricos em álcalis e SiO<sub>2</sub>.

Na França, Achilles Delesse (1869) considerou que granitos poderiam representar massas móveis, impulsionadas pelas forças orogênicas, e intrudiam rochas superiores, perdendo toda a evidência de sua origem. Pierre Termier (1910) acentuou a importância da formação das rochas graníticas e os sistemas orogênicos, indicou que os granitos concordantes (*les granites d'anatexie*) foram gerados como produto final do metamorfismo orogênico. Posteriormente, os franceses admitiriam a natureza do granito ao ambiente de geração. Também indicaram que os granitos ocorriam fora dos cinturões orogênicos, dentro dos crátons rígidos, e desta maneira apresentavam características distintas.

Pentti Eskola (1932) atribuiu aos granitos sin-cinemáticos uma origem de fusão crustal associada a rochas básicas. Herbert Read (1939-1955) "*The Granite Controversy*" unificou o conceito, admitiu a existência de séries graníticas, conectando os granitos no tempo e no espaço. Acentuou a estreita ocorrência de volumosos corpos graníticos nos cinturões orogênicos.

Mais recentemente, diferentes escolas de pensamento adicionaram importantes considerações, por exemplo, o americano Paul Bateman, cujos principais trabalhos entre 1960 e 1988 relacionavam evolução petrológica dos Batólitos Cordilheiranos de Sierra Nevada e Peninsular Ranges. Alberto Patiño Douce contribuiu entre 1992 e 2005 com experimentos investigando as condições de formação a partir de fusão parcial em ambientes tectônicos como cinturões orogênicos.

A contribuição dos ingleses, através de Wallace Pitcher, entre 1970 e 1997 envolveram a definição da estratigrafia dos Batólitos Andinos a partir da estruturação, posicionamento, evolução e análise de diferenciação magmática. O geoquímico Julian A. Pearce, com os principais trabalhos publicados entre 1984 e 1996 contribuiu para a definição dos ambientes geotectônicos de formação dos granitos a partir da composição geoquímica de elementos traços.

Os australianos Bruce Chappel & Alan J.R. White apresentaram entre 1970 e 1998 diversos trabalhos relacionados aos granitos tipo I e S, a origem dos restitos,

das fontes geradoras e dos ambientes geotectônicos de formação. Mais recentemente Ron Vernon (1983, 1999) contribuiu para o entendimento da mistura de magmas utilizando ferramentas como análise petrográfica, química mineral e geoquímica.

Da França vieram importantes contribuições como as de J. Didier & B. Barbarin (1963 e 1998) para a análise de enclaves em rochas graníticas. Outros pesquisadores como Bernard Bonin (1980, 1995) contribuíram para a petrologia dos granitos alcalinos do tipo intra-placa. J. L. Vigneresse (1984 e 1996) adicionou a geofísica aos estudos de forma dos corpos e posicionamento.

As investigações em torno da origem de rochas graníticas em determinados segmentos crustais, foram fortemente influenciadas pela observação da presença de grande volume de sedimentos pelíticos hidratados em zonas de colisão no Cinturão Herciniano e Himalaiano, favorecendo a hipótese das fusões crustais como principal mecanismo gerador dos granitos. Por outro lado, trabalhos de Blake *et al.*, (1965), Lameyre (1966), Didier & Lameyre (1969) questionam a geração de magmas graníticos como produto exclusivamente de fusão crustal e passam a colocar em evidência fontes relacionadas a magmas máficos. A participação de magmas máficos é constatada pela presença de enclaves microgranulares máficos e diques máficos sin-plutônicos.

A vinculação de granitos às séries magmáticas, sugerido por Tauson (1974), Lameyre & Bodwen (1982), Nardi (1986) e Pitcher (1987, 1990) leva a abordagem dos granitos como produtos evoluídos a partir de magmas primários, com caráter definido pelas séries, e trazem papel essencial na análise conjunta de associações félsicas e máficas para entendimento da gênese e evolução do magmatismo.

Autores como Lameyre (1988), Barbarin (1990) e Vielzeuf *et al.* (1990) apontam na geração dos granitos para processos vinculados a fusão crustal, propondo papel secundário na geração dos grandes volumes de rochas graníticas e por consequência da própria crosta. A participação de fontes mantélicas na gênese de granitos foi evidenciada e apontada como fonte de calor, propiciando a fusão parcial da crosta e conseqüentemente, como participante efetivo de matéria.

### **1.5.1. Ambientes tectônicos de formação**

A evolução da crosta continental está diretamente relacionada com a formação dos cinturões orogênicos e representam um dos principais processos de crescimento crustal, seja por acreção de sistemas de arcos de ilhas e/ou de margem continental ativa nos sistemas de colisões, seja pela ascensão de magmas derivados do manto nas zonas de cisalhamento transcorrentes em processos pós-colisionais, como os descritos por Kay & Mahlburg-Kay (1991), Davies & Von Blanckenburg (1995), Bitencourt & Nardi (1993), Bitencourt & Nardi (2000), Philipp & Machado (2005) e Philipp *et al.* (2007), entre outros.

Os granitos de arcos magmáticos têm sua origem relacionada à evolução de magmas mantélicos, derivados da fusão parcial da cunha litosférica, situada acima do plano de subducção (Miyashiro, 1974; Pitcher, 1993; Pearce *et al.* 1984; Wilson, 1989; Barbarin, 1997; Bonin, 1987; Atherton, 1993).

Liégeois & Black (1987) propuseram um modelo evolutivo para o magmatismo do Cinturão Pan-Africano de Adras des lforas envolvendo derivação de fontes mantélicas. Os dados geoquímicos e isotópicos de Sr permitiram avaliar a composição do manto nos diferentes estágios de evolução do cinturão orogênico. Esta análise constatou que o magmatismo cálcio-alcálico teria fonte relacionada à fusão de manto litosférico empobrecido em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) com a participação de crosta oceânica subductada nas regiões profundas, e de granulitos da crosta inferior durante ascensão. A geração dos magmas alcalinos estaria relacionada à mudança de regime tectônico, de compressivo para distensivo, permitindo ascensão do manto astenosférico a níveis crustais litosféricos pela ruptura da placa oceânica subductada. As diferenças isotópicas e composicionais na transição do magmatismo resultariam de diferentes contribuições mantélicas e graus de contaminação crustal ao longo da evolução do cinturão.

A integração das pesquisas em granitos gerados nos ambientes pós-colisionais aponta para uma origem mista, envolvendo a interação de magmas máficos de origem mantélica e materiais crustais (England & Thompson, 1986; Sylvester, 1989; Patiño-Douce, 1995; Liégeois, 1998; Liégeois *et al.*, 1998). Esta interação ocorre no ambiente associado ao desenvolvimento de grandes descontinuidades crustais, como as zonas de cisalhamento profundas que atingem o manto sub-litosférico, estruturas que permitem ascensão de magmatismo com caráter variado, dominado pela série química cálcio-alcálica e alto teor de potássio,

com ocorrência subordinada de magmas shoshoníticos, alcalinos, peralcalinos e toleíticos. Volumes abundantes de magmatismo cálcio-alcalino com alto teor de potássio têm sido descritos principalmente em ambientes orogênicos com evolução e posicionamento relacionados ao período pós-colisional (Leat *et al.*, 1986; Whalen & Currie, 1987; Liégeois, 1998; Bonin *et al.*, 1998; Hadj-Kaddour *et al.*, 1998; Waigh *et al.*, 1998).

No modelamento isotópico das associações bimodais de corpos anortosíticos, gabroícos e dioríticos nos Batólitos de granitos *rapakivi* do Escudo Fenoscandiano proposto por Rämö *et al.* (1994), e na Província de Nain proposto por Emslie *et al.* (1994), apontam para contaminação dos magmas básicos mantélicos durante o posicionamento na crosta continental inferior e a subsequente geração dos magmas graníticos por fusão parcial da crosta.

O caráter translitosférico (Bitencourt & Nardi, 2000) do cinturão facilita a ascensão e posicionamento de importantes volumes de fusões mantélicas, que gera significativa presença de magmas básicos a intermediários. A elevação do gradiente geotérmico regional daí decorrente causou a fusão parcial da crosta terrestre e a consequente contaminação dos magmas mantélicos (Bitencourt & Nardi, 2000; Philipp *et al.*, 2002; Nardi & Bitencourt, 2007).

Considerando que as fontes mantélicas contribuem com matéria e não apenas com calor para geração do magmatismo granítico, constituinte de grande parte da crosta, Nardi & Bitencourt (2007) postulam que a mesma pode ser construída a partir da acreção vertical.

O contexto tectônico envolvido nesta evolução magmática é descrito também a partir do processo de distensão de crosta, após o colapso do orógeno, com a ascensão de calor e material que provém do manto, funde a crosta afinada e causa soerguimento regional com a formação de domos.

### **1.5.2. Mistura de magmas**

Hibbarb (1995) considera que o sistema de mistura magmático consiste de no mínimo um magma, e um magma parcialmente cristalizado, que é mais félsico (ou mais máfico) do que o outro (Eichelberger, 1980; Frost & Mahood, 1987). Qualquer

um, ou ambos os magmas podem ser (i) primitivos, (ii) evoluídos, ou (iii) hibridizados por algum evento prévio de magma *mixing* (Hibbard & Watters, 1985).

O mesmo autor cita várias características mineralógicas e texturais de rochas magmáticas que servem como ponto de escala para processos de mistura *mingling* (mistura física) e *mixing* (mistura química) entre magmas de diferentes composições e temperaturas:

- contato entre um magma basáltico no manto com uma rocha silicática pré-existente localizada na crosta continental. Os magmas silicáticos são formados em resposta ao reaquecimento gerado pelo magma basáltico e ocorre mistura *mingling* e *mixing* (Huppert & Sparks, 1988);

- um magma máfico é injetado numa câmara magmática estabilizada, onde o sistema magmático já está diferenciado (Sparks *et al.*, 1977; Eichelberger, 1980; Wiebe, 1991) num contínuo estado de diferenciação magmática e com contínua reposição de magmas envolvendo processos de mistura tipo *mixing* e *mingling*;

- em um sistema magmático fechado para o reabastecimento ou invasão de qualquer outro magma, ocorre o fracionamento e predominantemente a segregação por convecção, podendo haver *mixing* interno, especialmente se ajustes tectônicos concorrentes afetarem a câmara magmática.

Injeções instantâneas de magma máfico em temperaturas de aproximadamente 1200°C num sistema fundido de magma félsico em temperaturas de aproximadamente 700°C são eventos catastróficos. Ocorre imediato resfriamento do magma máfico (margens resfriadas) e um correspondente superaquecimento do magma félsico (Hibbard, 1995).

Se o magma máfico domina, o magma félsico é relegado a uma interposição e produz complexos venulados (Marshall e Sparks, 1984). Tal complexo pode ser originado por injeção de magma félsico em magma máfico.

Na maior parte dos sistemas magmáticos que incluem misturas, os magmas menos diferenciados não são introduzidos apenas no início da história plutônica, geralmente são injetados em diferentes fases de cristalização do magma mais diferenciado e mais precoce. Diferentes tipos de interação sucessiva são verificados dependendo do grau de cristalinidade do magma mais diferenciado durante o tempo de injeção do magma máfico (Barbarin & Didier, 1992). Ocorrências de rochas híbridas e enclaves isolados evidenciam sistemas de misturas homogêneas e

heterogêneas entre magmas, indicando diferenças de viscosidades, temperaturas e composições (Furman & Spera, 1985; Sparks & Marshall, 1986; Frost & Mahood, 1987). Os diferentes estágios de cristalização das rochas máficas e félsicas geram diferenças de viscosidade que no momento da interação entre os dois pólos composicionais são responsáveis pelas diferentes formas dos corpos máficos e pelas demais misturas magmáticas observadas sob estas condições (figura 5). A dinâmica envolvida no processo de mistura é controlada pela tectônica que facilita o processo de hibridização e promove a homogeneização do sistema.

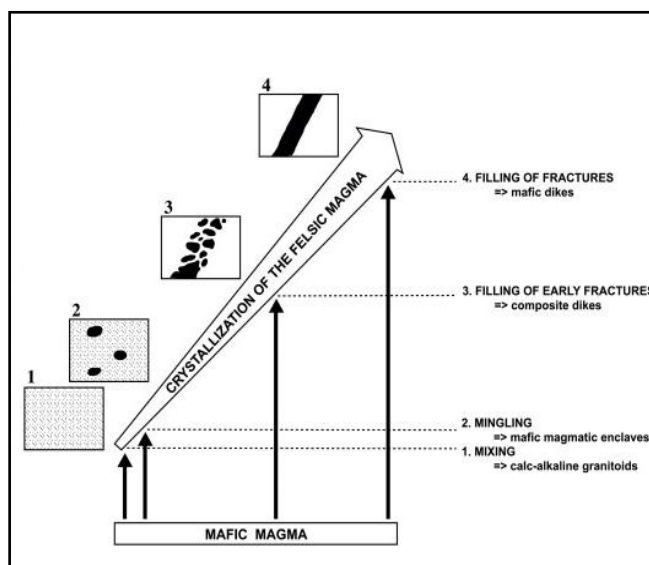


Figura 5: Modelo hipotético da evolução na cristalização do magma félsico e os seus diferentes estágios de interação com o magma máfico. Retirado de Barbarin, B. (2005).

Barbarin & Didier (1992) propuseram que os vários tipos de rochas máficas e enclaves são produzidos por injeção de magma máfico no magma granítico durante diferentes fases de cristalização do último. Por conseguinte, um modelo é aplicado aos granitos, rochas máficas e híbridas associadas (figura 5):

(1) se o magma máfico é introduzido antes do início da cristalização do magma félsico, completo *mixing* resulta em magmas híbridos homogêneos e granitos cálcio-alcinos, este tipo de *mixing* ocorre em profundidade, normalmente favorecido por convecção. Se cristais já estão presentes em um, ou em ambos os componentes eles podem se tornar xenocristais em aparente e homogênea rocha híbrida;

(2) se o magma máfico é introduzido um pouco mais tarde, as viscosidades dos dois magmas podem ser suficientemente diferentes para permissão somente a

*mingling*, o magma máfico pode se quebrar em bolhas e ocorrer disperso no magma félsico para formar enclaves microgranulares máficos. Resultados de *mingling* como o aumento de contato das superfícies entre os dois componentes promove a transferência química entre enclaves microgranulares máficos e o granito hospedeiro;

(3) se o magma máfico é introduzido enquanto o magma félsico é largamente cristalizado, o magma máfico é canalizado para as fraturas precoces da rocha granítica quase-sólida e interage com os últimos líquidos magmáticos apenas localmente para formar diques compostos ou fragmentados;

(4) injeções tardias de magma máfico numa rocha granítica quase sólida resultam em diques máficos indeformados, reologias dos dois componentes são tão diferentes que a maioria das trocas são inibidas.

Barbarin (2005) considera que a partir da composição petrográfica, mineralógica, geoquímica e dados isotópicos um modelo geral pode ser proposto para a origem e evolução dos granitos de Sierra Nevada e as rochas máficas associadas, incluindo enclaves microgranulares máficos e diques. Este modelo utiliza diagrama triangular em que granitos, agregados máficos, enclaves microgranulares máficos e diques máficos são representados de acordo com o seu teor em minerais máficos (mais minerais acessórios), plagioclásio, quartzo e K-feldspato:

- um componente máfico derivado do manto (composição de basalto) se mistura completamente com um componente félsico (composição *graywacke*) para criar magmas híbridos, que em seguida se fracionam para produzir os granitóides diferenciados;

- quando condições de contrastes físicos inibem completamente o *mixing* entre os componentes máficos e félsicos, ocorre um *mingling* que conduz à formação de enclaves microgranulares máficos (*mixing* local entre cada enclave microgranular máfico e a rocha hospedeira resulta num enriquecimento da rocha do enclave em K-feldspato e quartzo);

- agregados máficos de granulação grossa representam concentrações mecânicas de minerais máficos e fases acessórios dos magmas graníticos evoluídos. Enclaves microgranulares máficos e xenólitos comumente estão incluídos nestas segregações.



### 1.5.3. Texturas características

A geometria característica de misturas do tipo *mingling* ocorre em magmas que contêm cristais ou não. Contudo, em escala granular, o registro mais complexo de desequilíbrio ocorre se os cristais estão presentes. Por exemplo, uma pré-mistura de cristais em um magma máfico pode gerar cristais relativamente grandes (se comparado à assembléia em que aparecem cristais pequenos) como resultado do resfriamento do magma máfico contra o magma félsico frio. Os cristais pré-existentes do magma félsico em um magma máfico são dissolvidos como resultado de reaquecimento que ocorre no sistema (Hibbard, 1995).

Quais as condições que promovem *mixing* num magma, ou num magma com cristais, numa escala granular? O resfriamento de um magma mais máfico agrega cristais na rocha que antes poderiam estar dispersos. Com menor contraste térmico entre os membros de extremidades do *mixing*, tal como magma diorítico misturado com um magma granodiorítico, a cristalização do magma mais máfico ocorre lentamente permitindo a agitação mecânica por processos de convecção e de fluxo magmático dinâmico. Com uma mistura completa em escala cristalina que envolve tanto a desagregação de concentrados minerais em magmas menos cristalizados (Seamon & Ramsey, 1992) e a difusão entre magmas (Blichert-Toft *et al.*, 1992), cristais e fundidos de um magma se tornam justapostos com os cristais e fundidos do outro magma. Uma vez que os magmas ocorrem com diferentes composições e temperaturas, a composição do sistema é lançada num estado de intenso desequilíbrio e resulta na geração de uma subjugada assembléia mineral e textural (Hibbard, 1995).

A interação entre os termos máficos e félsicos fica evidente nos contatos abruptos, lobados, interdigitados, e também graduais, além da diferença de texturas e da composição (Vasquez, 1997; UFRGS 2010, 2011).

Hibbard (1981) e Vernon (1983) apontam como feições características e marcantes do hibridismo gerado a partir da mistura entre magmas máfico e félsico, o arredondamento dos cristais (corrosão), a ocorrência de mantos de plagioclásio no K-feldspato (textura *rapakivi*) e a zonação descontínua do plagioclásio, resultados do desequilíbrio térmico e composicional entre estes magmas de composições e de propriedades físicas contrastantes.

Algumas áreas apresentam estruturas e texturas indicativas de processos de mistura física (*mingling*) onde os xenocristais de feldspatos e quartzo nos enclaves microgranulares máficos e nas porções híbridas ocorrem com características semelhantes aos cristais das rochas graníticas. Alguns enclaves microgranulares máficos mostram que os cristais da rocha hospedeira migraram mecanicamente, caracterizando processo de mistura heterogênea entre os magmas (Vasquez, 1997; UFRGS 2010, 2011).

O desenvolvimento de halos félsicos nos granitos, próximo ao contato com os enclaves microgranulares máficos evidencia interação entre magmas graníticos e máficos (Barbarin, 1991).

Localmente pode ocorrer um processo de inversão reológica caracterizada por enclaves dioríticos a quartzo-dioríticos com formas angulosas no interior de granitos, indicando que o magma máfico sofreu resfriamento rápido no momento da intrusão.

A granulação fina indica um rápido resfriamento da bolha de magma máfico devido ao contraste de temperatura com o magma hospedeiro. Em lâmina delgada a presença de microtexturas como os cristais aciculares de apatita ocorrentes na matriz dos enclaves microgranulares máficos tem sido comumente descrita (Vernon, 1983; Mariano, 1994).

Vernon (2004) também descreve a ocorrência de xenocristais de quartzo e feldspato manteados por minerais máficos constituindo a textura *ocelar*.

#### **1.5.4. Relações minerais e elementares**

Barbarin *et al.*, (1989) compilou resultados isotópicos para rocha total com elementos maiores, traços e terras raras, presentes nos enclaves microgranulares máficos e em várias rochas máficas associadas com granitos em quatro plutons do Batólito Central Sierra Nevada. A diversidade na composição modal dos enclaves microgranulares máficos e das rochas máficas associadas aos granitos é evidente na composição química. A composição dos enclaves ao longo do Batólito, em cerca de metade dos enclaves microgranulares máficos analisados seguem a tendência das rochas hospedeiras. Estas diferenças de composição também ocorrem no Granito El Capitan, e na Suíte Intrusiva Tuolumne, embora os enclaves

microgranulares máficos não estejam amplamente espalhados (Reid *et al.*, 1983). Enclaves microgranulares máficos são distintamente enriquecidos em CaO, MgO, FeO<sub>t</sub> e menos enriquecidos em TiO<sub>2</sub>, MnO e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> em comparação com as rochas hospedeiras, refletindo elevado teor de plagioclásio, minerais máficos e apatita.

Uma relação ainda mais notável fica evidente no comportamento dos óxidos de elementos maiores, como MgO e FeO<sub>t</sub> presentes nos enclaves microgranulares máficos e nos granitos. Os teores variam dentro do mesmo plúton e de um plúton para outro (Barbarin, 1991). Nas regiões onde os enclaves microgranulares máficos ocorrem com baixos teores de MgO e FeO<sub>t</sub> nos granitos os teores também são baixos. Além disso, as razões de FeO<sub>t</sub>/MgO são quase constantes nas diferentes rochas. Estas relações refletem semelhantes composições químicas dos minerais máficos em cada par enclave microgranular máfico–granito hospedeiro (Barbarin, 2005).

Barbarin *et al.*, (1985) ressalta que os granitos com menores fracionamentos em elementos terras raras (tonalitos) contém enclaves microgranulares máficos com elementos terras raras menos fracionados, enquanto granitos com elementos terras raras relativamente mais fracionados (granodioritos) contém enclaves microgranulares máficos com elementos terras raras mais fracionados.

O enriquecimento de elementos terras raras nos enclaves microgranulares máficos, e especialmente de elementos terras raras pesados, ocorre por causa da concentração de hornblenda, e possivelmente apatita, ou mais provavelmente pela partição preferencial de elementos terras raras que ocorre a partir da interação entre líquidos máficos e félsicos (Watson, 1976; Ryerson & Hess, 1978).

Os conteúdos de elementos traços nos enclaves microgranulares máficos e nas rochas graníticas hospedeiras são distintos (Barbarin *et al.*, 1989; Dodge & Kistler, 1990). Geralmente enclaves microgranulares máficos contêm maiores teores dos elementos de transição (Sc, Cr, Co, Zn, Sb, Nb) e menores teores de Ba e Th do que os granitos. O conteúdo de Sr, Zr, Hf, e Ta são praticamente os mesmos nos enclaves microgranulares máficos e nos granitos. Cs e Th variam de modo diferente nos vários pares enclaves microgranulares máficos–granitos. No entanto, os padrões de enriquecimento são semelhantes para todos pares enclaves microgranulares máficos–granitos, e existe forte correlação entre o conteúdo do elemento no enclave microgranular máfico e da natureza das graníticas hospedeiras.

As variações são principalmente relacionadas com o grau de diferenciação dos granitos e a concentração em teor de minerais como K-feldspato (Barbarin, 2005).

Isótopos de Sr e Nd têm sido determinados para os enclaves microgranulares máficos, agregados máficos, diques máficos, e rochas hospedeiras (Barbarin *et al.*, 1989). A comparação dos dados de Rb-Sr dos enclaves microgranulares máficos e das rochas graníticas de cada pluton mostram que não havia diferenças significativas nos valores obtidos entre  $\epsilon_{Nd}$  e  $\epsilon_{Sr}$  (Dodge & Kistler, 1990). Resultados semelhantes foram obtidos a partir de muitos outros pares enclaves microgranulares máficos–granitos em todo o mundo (por exemplo, Holden *et al.*, 1987, Pin *et al.*, 1990).

Barbarin (2005) observa que os granitóides representam rochas híbridas homogêneas, em que os dois componentes originais (máficos e félsicos) estão irreconhecíveis. Dados isotópicos Sr, Nd, e O indicam que a maioria dos magmas cálcio-alcálicos nos granitos de Sierra Nevada foram inicialmente híbridos produzidos por *mixing* de máficos fundidos derivados do manto e materiais crustais félsicos (Kistler & Peterman, 1973; De Paolo, 1981; Domenick *et al.*, 1983; Kistler *et al.*, 1986; Hill *et al.*, 1988). Os dados isotópicos geralmente indicam a incorporação de um componente crustal mesmo que o componente derivado do manto seja dominante (por exemplo, DePaolo, 1981; Kistler *et al.*, 1986).

Análises de microsonda eletrônica em biotita, hornblenda e plagioclásio do enclave microgranular máfico, dos granitos e agregados máficos foram publicados por Barbarin *et al.*, (1989). Apesar das diferenças de composição da rocha total os minerais têm as mesmas composições químicas como contíguos agregados máficos ou os granitos, independentemente das diferenças no tamanho e no hábito cristalino, morfologia, ou sua localização dentro dos enclaves microgranulares máficos, dos agregados máficos ou dos granitos. Relações atômicas Fe/(Fe+Mg) mostram claramente esta relação. Xenocristais de plagioclásio que ocorrem nos enclaves microgranulares máficos e fenocristais de plagioclásio nos granitos também mostram uma composição e zoneamento similar (Barbarin, 1990). No entanto, pequenos cristais que ocorrem na matriz de enclaves microgranulares máficos são mais albiticos e geralmente não são zonados.

A presença de fenocristais de hornblenda, as zonações oscilatórias no plagioclásio que ocorrem nas rochas de bordo do corpo (textura fina) e no corpo principal favorecem a origem magmática (Barbarin, 2005).

Variações paralelas na química dos enclaves microgranulares máficos e das rochas hospedeiras estão relacionados com diferentes teores de minerais com composições semelhantes (Barbarin, 1986).

No Batólito de Sierra Nevada, rochas graníticas ricas em titanita hospedam enclaves microgranulares máficos ricos em titanita (por exemplo, granodiorito Mount Givens), enquanto rochas graníticas pobres em titanita hospedam enclaves microgranulares máficos com rara ocorrência de titanita. Essa correlação resulta tanto da transferência mecânica dos cristais ou transferência química dos elementos necessários para a cristalização de titanita (Barbarin, 2005).

#### **1.5.5. Evolução do sistema**

Um magma máfico pode interagir quimicamente com as rochas da crosta inferior somente se houver tempo suficiente para permitir uma troca térmica (Marsh, 1982; Huppert & Sparks, 1988; Annen & Sparks, 2002). Assim, um magma máfico injetado em sistema aberto onde o magma granítico está em movimento ascendente não tem tempo suficiente para se misturar e fica interrompido como pequenas bolhas dispersas no magma granítico.

Ao nível de posicionamento, incompletamente cristalizados, magmas graníticos foram afetados por fraturas precoces (conforme Hibbard & Watters, 1985) que canalizaram o líquido residual e os fluídos. Magmas máficos foram injetados nestas fraturas fragmentadas, como muitas bolhas, e interagiram com o magma residual granítico (por exemplo, Furman & Spera, 1985). Cada fratura representa um sistema especial de *mixing* com características proporções dos componentes das extremidades e condições físicas que em seguida produziram enclaves microgranulares máficos. Enclaves seguiram sua hospedeira, deslocados no interior da fratura, se tornaram ligeiramente achatados ou alongados, mas não deixaram a fratura. Os principais fatores de controle foram as propriedades físicas relativas dos dois componentes e a dependência na quantidade disponível do magma granítico no momento em que magma máfico injetou nestas fraturas (Barbarin & Didier, 1992).

Tanto a abundância do enclave microgranular máfico e a composição relativamente máfica nos granitóides são explicados pela grande proporção do componente máfico envolvido nos processos de hibridação (Kistler *et al.*, 1986; Barbarin, 1989). Se a adição do componente máfico ao sistema de *mixing* for contínuo, o pluton todo tem composição relativamente máfica, e contêm muitos enclaves microgranulares máficos (por exemplo, o pluton Tonalito Ocidental Cretáceo do Batólito Sierra Nevada, como o Tonalito Lago Baixo; Bateman, 1992). Se grande lote de magma máfico foi introduzido apenas uma vez no sistema de mistura, em profundidade, o primeiro pulso do granito consistiria de granitóides máficos que contêm muitos enclaves microgranulares máficos, considerando que os próximos pulsos consistiriam de granitóides mais félsicos com menos enclaves microgranulares máficos (por exemplo, a Suíte Intrusiva Tuolumne; Bateman & Chappell, 1979). Com a quantidade do componente máfico reduzido e o anatético do magma aumentado, ocorre fusão das rochas de crosta continental (conforme Huppert & Sparks, 1988), o envolvimento do componente máfico diminuiu progressivamente e possivelmente foi zero durante os últimos pulsos graníticos (Barbarin, 1989).

Em contraste, a distribuição de diques máficos é independente da natureza da hospedeira e não são controlados pelas proporções relativas das extremidades dos membros no sistema de *mixing* em profundidade, mas depende principalmente da presença do sistema de fratura no pluton parcialmente cristalizado e a disponibilidade de magma máfico.

Hibbarb (1995) cita como exemplo a evolução de um sistema progressivo com misturas do tipo *mingling* e *mixing* a partir de magmas félsicos e máficos, com formação duma rocha granitóide híbrida rica em minerais máficos, que grada para rocha microdiorítica com xenocristais de K-feldspato, e finalmente para um microdiorito “contaminado” por granito com dois feldspatos.

Num estágio inicial com avanços da mistura física (*mingling*), para a primeira fase de hibridização (*mixing*) que gera um granitóide híbrido e rico em minerais máficos com texturas exóticas de *mixing* e com algumas inclusões de diabásio. Um segundo pulso de magma félsico é descrito como o que leva a segunda fase de *mingling* e *mixing* gerando largo volume de granitóides híbridos que contêm tanto

inclusões de diabásio do primeiro estágio e inclusões de granitóides híbridos do segundo estágio, em alguns casos como inclusões duplas (Hibbarb, 1995).

## **2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL, TRABALHOS ANTERIORES**

### **2.1. Escudo Sul-Rio-Grandense**

O Escudo Sul-Rio-Grandense compõe a porção meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977; Jost & Hartmann, 1984) abrangendo uma área de aproximadamente 65.000 km<sup>2</sup>. Localizado na parte sul do Escudo Brasileiro (ou Plataforma Sul-Americana) (Chemale Jr., 2000). Composto por terrenos metamórficos de médio a alto grau que constituem as áreas de embasamento Paleoproterozóico, representadas pelos Terrenos Taquarembó e parte do Terreno Tijucas, intercalados com as unidades do Cinturão Dom Feliciano, representadas pelos Terrenos São Gabriel, Tijucas e pelo Batólito Pelotas. O embasamento do cinturão está representado por fragmentos do Cráton Rio de La Plata, enquanto as unidades do Cinturão Dom Feliciano têm sua evolução relacionada com convergência de placas litosféricas durante o ciclo Brasileiro (950-550 Ma). O limite entre estas unidades é definido por zonas de cisalhamento regionais, gerando um fragmentado conjunto de faixas alongadas segundo a direção NE-SW (figura 6).

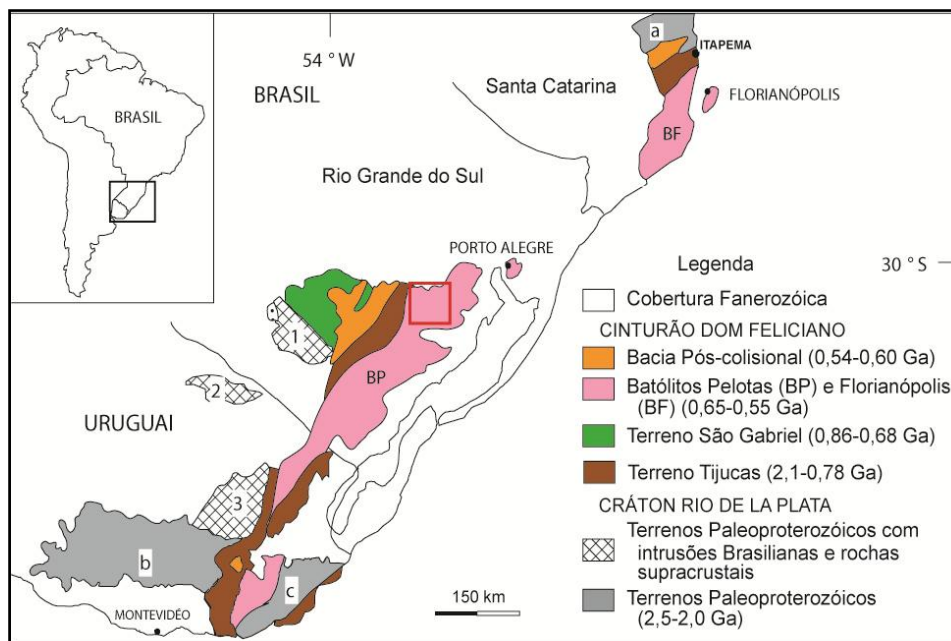


Figura 6: Mapa geológico do Escudo que evidencia o Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano (inserindo o Batólito Pelotas onde ocorreu o estudo da temática – região destacada pelo quadro de bordas vermelhas). Modificado de Chemale Jr., (2000).

O Terreno Taquarembó está localizado na porção sudoeste do escudo, sendo limitado ao norte pelo Lineamento de Ibaré, ao leste pela anomalia magnética e Sutura de Caçapava do Sul e, ao oeste e ao sul é recoberto pelos sedimentitos da Bacia do Paraná. A principal unidade litoestratigráfica deste terreno é o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, composto por rochas infra-crustais com predomínio de granulitos félsicos (gnaisses trondhjemiticos) e máficos (granada-clinopiroxênio-plagioclásio gnaisses), além de metapiroxenitos, lentes de metaultramafitos (harzburgito), com ocorrência subordinada de metassedimentos (granada-biotita-silimanita gnaisses, mármore e gnaisses cálcio-silicáticos). Estas unidades foram afetadas intensamente por retrometamorfismo de contato devido à intrusão de grande volume de magmas graníticos Neoproterozóicos. A datação SHRIMP de zircões mostra idades variadas de acreção dos magmas do complexo granulítico, entre 2,43-2,35 Ga, tendo o evento colisional gerador dos granulitos ocorrido em 2,02 Ga (Hartmann *et al.*, 2000).

O Terreno São Gabriel é constituído por associações pré-colisionais e relacionadas com subducção de litosfera oceânica durante o Neoproterozóico. Estas associações são caracterizadas por sequências meta-vulcano-plutono-sedimentares de composição cálcio-alcálica baixo a médio-K, intercaladas com complexos máfico-



ultramáficos (ofiolitos). Estas unidades evoluíram entre 870-680 Ma, possuem características isotópicas juvenis e foram descritas por Babinski *et al.*, (1997); Leite *et al.*, (1998); Hartmann *et al.*, (2000, 2010); Sallmann *et al.*, (2005) e Philipp *et al.*, (2008, 2010a). As associações sin e pós-colisionais ocorrem predominantemente na porção centro-leste do escudo e estão representadas por granitóides com composição cálcio-alcálica alto-K, metaluminosos a peraluminosos, alcalinos e peralcalinos, cuja geração ocorreu entre 650-550 Ma (Soliani Jr., 1986; Leite *et al.*, 1998; Silva *et al.*, 1999; Philipp *et al.*, 2002, 2003, 2010b; Frantz *et al.*, 2003).

O Terreno Tijucas apresenta forma alongada segundo N30E, ocorre ao leste do Terreno São Gabriel (figura 6). Este terreno pode ser dividido em porções leste e oeste, separados por estreitos grabens, delimitados por falhas rúpteis e preenchidos por sedimentos siliciclásticos da Bacia do Camaquã ou truncados por rochas gnáissicas pré-Brasilianas (Hartmann *et al.*, 2007). De forma abrangente esta unidade é composta por unidades gnáissicas, graníticas e anfibolíticas de idade paleoproterozóica (idade 2,3-2,0 Ga), recobertas por uma sequência meta-vulcano-sedimentar de idade neoproterozóica. O limite leste do Terreno Tijucas ocorre ao longo da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, de movimentação transcorrente e grande escala, com disposição alongada segundo a direção N30-60E, e movimentação sinistral (Mesquita, 1991; Fernandes *et al.*, 1992; Philipp *et al.*, 1993; Philipp & Machado, 2005). O Terreno Tijucas é composto pelo Complexo Porongos, uma associação de rochas metavulcano-sedimentar metamorfizada em condições da fácies xistos verdes a anfibolito, com idade possivelmente mesoproterozóica a neoproterozóica (Hartmann *et al.*, 2007), que está sobreposto ao Complexo Encantadas, uma unidade definida por ortognaisses, metagranitos, anfibolitos e hornblenditos de idade paleoproterozóica (2,26-2,00 Ga) (Hartmann *et al.*, 2003, 2007; Philipp *et al.*, 2008). As idades de 780-770 Ma (zircão de metariolito, SHRIMP e TIMS), obtidas por Chemale Jr. (2000) e Hartmann *et al.*, (2000) são as únicas idades ígneas obtidas em rochas deste complexo. O embasamento deste terreno está exposto no núcleo de antiformes de grande escala (Jost & Bitencourt, 1980).

O Batólito Pelotas constitui a porção leste do escudo, composto por um expressivo complexo plutônico multi-intrusivo. A maior área deste batólito está ocupada por suítes graníticas de caráter pós-colisional, apresentam ampla variação composicional (desde cálcio-alcálica com alto potássio, para alcálica e peralcalina),

numa evolução temporal. As unidades mais antigas, com 650-630 Ma, representadas pelo Granito Quitéria e pelos granitóides da Suíte Cordilheira são posicionadas na fase final do processo de colisão entre os Crátons do Rio de La Plata e Kalahari. Entre 625-610 Ma se posicionaram os granitóides do Complexo Pinheiro Machado, a Suíte Viamão e Sienito Piquiri. Posteriormente, entre 600-550 Ma, posicionaram-se os granitóides da Suíte Encruzilhada do Sul, Dom Feliciano e Itapuã (Fragoso-Cesar *et al.*, 1986; Koester, 1996; Philipp *et al.*, 2000, 2002, 2003, 2005, 2007; Koester *et al.*, 2001; Oliveira *et al.*, 2001; Frantz *et al.*, 2003).

O resultado da colagem entre estas diversas unidades foi construção do denominado Cinturão Dom Feliciano, cuja área cobre a quase totalidade do que conhecemos hoje como Escudo Sul-Rio-Grandense.

## **2.2. Batólito Pelotas**

O Batólito Pelotas ocorre como um corpo de 400 km de comprimento e entre 80 km e 120 km de largura, estendendo-se desde o estado de Santa Catarina até o Uruguai, constitui a porção central do Cinturão Dom Feliciano (figura 6).

O Batólito Pelotas foi definido por Fragoso Cesar *et al.*, (1986) como sendo constituído por complexos polifásicos, suítes graníticas multi-intrusivas, maciços anortosíticos e septos metamórficos, além de corpos riolíticos e máficos básicos a intermediários (figura 7). Este batólito teria sua estruturação final entre o Neoproterozóico e o Cambriano conforme os dados radiométricos obtidos por Soliani Jr. (1986). A evolução do batólito durante o ciclo Brasileiro compreende um período de subducção da litosfera oceânica sob uma margem continental ativa, seguido de um período de colisão continental oblíqua entre as paleoplacas do Rio de La Plata e Kalahari, finalizando com um período de soerguimento pós-colisional.

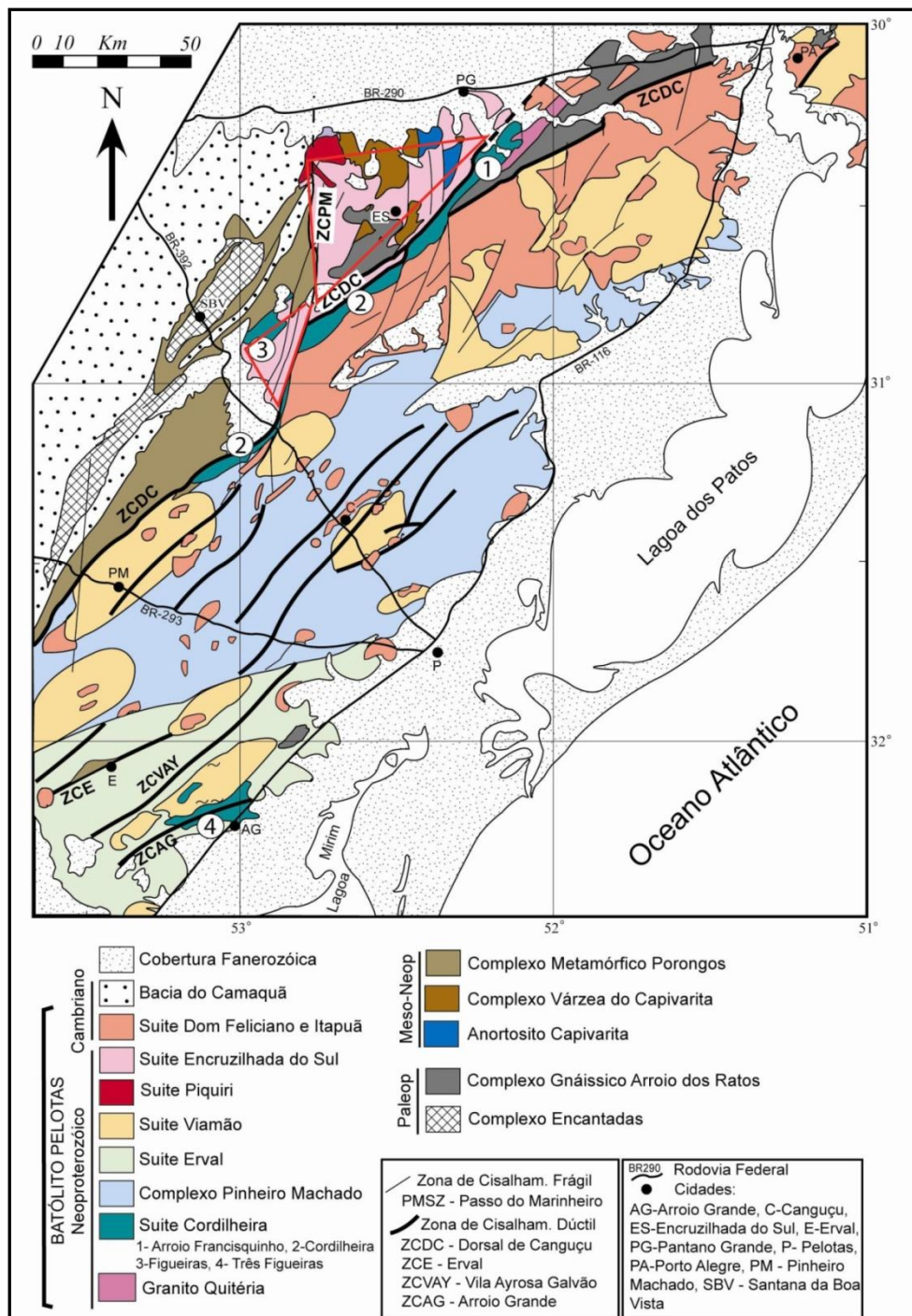


Figura 7: Mapa geológico do Batólito Pelotas (com detalhe para região da Suíte Encruzilhada do Sul). Modificado de Philipp *et al.*, (2007).

### 2.2.1. Trabalhos Anteriores

Os primeiros comentários sobre a gênese dos granitóides da porção oriental do Escudo Sul-Rio-Grandense (Franco, 1944; Leinz & Pinagel, 1945) sugeriram

origem magmática para estes. Contudo, Picada (1967) atribuiu origem para os granitóides da região de Encruzilhada do Sul a partir de processos de migmatização e granitização de sequências geossinclinais, de composição sílico-aluminosa impura, durante o Pré-Cambriano.

A caracterização tectônica de Willig *et al.*, (1974) com os dados geocronológicos de Cordani *et al.*, (1974) permitiu propor uma sequência evolutiva para os granitóides do Escudo Sul-Rio-Grandense:

- granitos sin-tectônicos à fase principal do ciclo Brasileiro (650 Ma);
- granitos tardi-tectônicos (610 Ma);
- granitos pós-tectônicos (540 Ma);
- granitos de resfriamento regional (500-450 Ma).

De modo semelhante Jost *et al.*, (1984a) propuseram um modelo evolutivo para os granitóides da porção oriental do escudo, individualizados da seguinte forma:

- fase sin-tectônica (700-630 Ma);
- fase transicional precoce (630-580 Ma);
- fase transicional tardia (580-570 Ma);
- fase pós-tectônica (menos que 570 Ma).

Outras propostas estatigráficas para os granitóides da porção oriental do escudo surgiram posteriormente. Algumas destas embasadas nos dados geocronológicos obtidos por Soliani Jr. (1986) e na correlação com as fases de deformação tectônica durante o ciclo Brasileiro (Frantz & Remus, 1986), além de uma terceira proposta de Frago Cesar *et al.*, (1986) embasada nos critérios petrotectônicos, nos dados geocronológicos e petrológicos, permitindo o agrupamento destes granitóides e septos metamórficos do embasamento em unidades que compõem uma mega-estrutura denominada Batólito Pelotas.

Neste batólito os granitóides e septos metamórficos foram subdivididos nas seguintes unidades:

- veios graníticos terminais ( $446 \pm 69$  Ma,  $R_0 = 0,7073$ );
- Suíte Granítica Dom Feliciano ( $544 \pm 5$  Ma,  $R_0 = 0,7090$ );
- Suíte Granítica Encruzilhada do Sul ( $559 \pm 5$  Ma,  $R_0 = 0,716$ );
- Suíte Granítica Cordilheira;
- Suíte Granítica Pinheiro Machado ( $776 \pm 36$  Ma,  $R_0 = 0,7060$ );
- Gnaisse Piratini ( $845 \pm 28$  Ma,  $R_0 = 0,7068$ ).

A estruturação tectônica proposta por Frago Cesar *et al.*, (1986) para o Batólito Pelotas, fundamentada nos levantamentos de Picada (1971), individualizou três compartimentos distintos, quanto a estruturação e as associações litológicas:

- Compartimento da Dorsal de Canguçu: corresponde a faixas estreitas (menores que 15 km) e alongadas (maiores que 180 km), segundo a direção N40E, onde ocorrem plutons de leucogranitos (Suíte Granítica Cordilheira), complexamente associados com *augen* gnaisses (Gnaisses Vigia) e metassedimentos do Grupo Porongos. Este conjunto foi truncado por falhas transcorrentes do Sistema de Falhas do Passo dos Marinheiros, Picada (1971), resultando em grandes rejeitos;

- Compartimento Costeiro: refere-se à maior litoestrutura do batólito, onde ocorrem faixas miloníticas (com mais que 1 km de espessura), de direção NE-SW, grandes corpos granitóides (suítes graníticas Pinheiro Machado e Dom Feliciano), diversos septos metamórficos (Gnaisses Piratini, quartzitos e xistos do Herval), séries de diques de rochas ácidas (Riolitos Asperesas) e corpos de rochas de composição intermediária a básica.

- Compartimento de Encruzilhada: engloba os corpos granitóides (Suíte Granítica Encruzilhada do Sul), grandes septos metamórficos (Gnaisses Chanã) e plutons diversos (Sienito Piquiri e Anortosito Capivarita), localizados na porção noroeste do batólito.

Os granitóides das porções sul e sudeste do compartimento Costeiro do Batólito Pelotas foram estudados por Frantz & Remus (1986), Figueredo *et al.*, (1990), Gomes (1990), Philipp (1990), Philipp *et al.*, (1993) e Frantz & Nardi (1992a), incluindo sua caracterização petrográfica, tectônica e geoquímica, que permitiu a investigação sobre a participação de alguns processos magmáticos, bem como a fonte e o ambiente geotectônico de geração destes granitóides. Os autores sugeriram modelo petrogenético e evolutivo para o magmatismo granítico envolvendo fracionamento a partir de magma basáltico cálcio-alcalino rico em potássio, produzido por fusão parcial do manto litosférico, sendo um produto da desidratação da litosfera oceânica em subducção.

No magmatismo sin-transcorrente à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, estudado por Koester *et al.*, (1994) através das evidências petrogenéticas distinguiram um grupo de granitóides metaluminosos com contribuição mantélica a partir do fracionamento de magma basáltico com assimilação de rochas crustais, e outro de granitos peraluminosos derivados de fusão parcial de uma crosta quartzo-feldspática (Frantz & Nardi, 1992b), provavelmente um embasamento metamórfico ortognaíssico.

Mais recentemente diversos autores reconheceram que o magmatismo Neoproterozóico ocorrente no Batólito Pelotas e no Batólito Florianópolis é de natureza pós-colisional (Philipp *et al.*, 2000, 2002; Bitencourt & Nardi, 2000; Philipp & Machado, 2005).

A natureza e as causas da transição do magmatismo estudadas no Batólito Pelotas estão embasadas em análises químicas para elementos maiores, menores e traços, em estudos isotópicos a partir de determinações dos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd e datação geocronológica pelos métodos Ar-Ar, Pb-Pb e U-Pb (Koester, 1996; Philipp, 1998; Koester *et al.*, 2001; Frantz *et al.*, 2003; Philipp *et al.*, 2003, 2005), cobrem uma ampla variedade de magmas, desde suítes cálcio-alcálicas alto-K, metaluminosas a perluminosas, e relacionadas a um evento de colisão gradando para um magmatismo do tipo intra-placa de composição cálcio-alcálica alto-K, a alcálica com alto teor de potássio (Philipp *et al.*, 2007b).

Relações entre  $\epsilon_{Nd}$  e  $T_{DM}$ , a partir dos resultados obtidos, mostram que a maior parte das amostras analisadas do Batólito Pelotas apresenta uma composição isotópica semelhante ao magmatismo Caledoniano e Herciniano, interpretado como resultado da interação entre fusões máficas de origem mantélica com uma crosta continental paleoproterozóica (Philipp *et al.*, 2007).

O Batólito Pelotas possui uma porção muito pequena de rochas neoproterozóicas de origem juvenil que levam ao questionamento de sua posição como arco magmático durante o ciclo Brasileiro (Bitencourt & Nardi, 2000; Hartmann *et al.*, 2000; Philipp *et al.*, 2005). Isso significa que a ampla remobilização do embasamento Transamazônico do Cinturão Dom Feliciano não foi causada pela sua posição acima de uma zona de subducção. Pode ser induzida por outros processos, como por exemplo, ação de pluma mantélica, delaminação crustal ou conforme Davies & Von Blanckenburg (1995) processos de *slabbreakoff*. A deformação ocorreu durante o desenvolvimento das zonas de cisalhamento subhorizontais com localização intra-continental (Hartmann *et al.*, 2007).

O posicionamento sucessivo das associações graníticas está relacionado aos períodos de evolução das principais zonas de cisalhamento direcionais que seccionam o batólito. Estas zonas indicam reativações, inicialmente em regime compressivo e em condições dúcteis, evoluindo para dúcteis a dúctil-rúpteis, e

posteriormente em regime extensivo, sob condições dúcteis a dúctil-rúpteis (Frantz & Remus, 1986; Philipp *et al.*, 1993, 2000, 2007; Koester *et al.*, 2001a,b).

A semelhança composicional do magmatismo do Batólito Pelotas com outros cinturões orogênicos, como o Caledoniano e Herciniano, pode estar relacionada com o mesmo ambiente tectônico, porque ambos estão ligados ao período pós-colisional onde este magmatismo acompanha o colapso do orógeno. Neste ambiente a formação do magmatismo granítico ocorre associada ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo, com dimensões em geral continentais, cuja evolução se relaciona ao relaxamento e soerguimento após a colisão (Fernandes *et al.*, 1992; Philipp *et al.*, 1993; Philipp *et al.*, 2000). Estas estruturas se associam em profundidade com processos mantélicos e se relacionam aos eventos finais da colisão, referidos como relaxamento tectônico regional. Nesta fase a ascensão do manto promove um aumento significativo do fluxo térmico responsável pela formação de domos em escala regional, e pela mudança do quadro de tensões e de nucleação de zonas de cisalhamento (Fernandes *et al.*, 1992; Koester *et al.*, 2001; Philipp *et al.*, 2007).

Esta característica sugere que a geração do magmatismo granítico do Batólito Pelotas ocorreu através da participação de fontes mistas, com componente crustal e com a participação de material mantélico. Esta última característica incorporada na composição isotópica do magmatismo granítico é comprovada em campo pela ocorrência comum de enclaves microgranulares e rochas dioríticas, como corpos circunscritos em zonas de mistura física (*mingling*) e química (*mixing*) no interior das rochas graníticas (Philipp *et al.*, 2000, 2007). Características semelhantes foram descritas nos granitóides ocorrentes em Santa Catarina por Bitencourt *et al.*, (1993) e Bitencourt & Nardi, (2000).

### **2.3. Suíte Encruzilhada do Sul**

A Suíte Encruzilhada do Sul ocorre na porção noroeste do Batólito Pelotas, com forma alongada segundo a direção nordeste, ocupa aproximadamente 15% da área deste batólito (Vasquez, 1997; Philipp & Machado, 2005) (figura 7).

As unidades da suíte ocupam um corpo alongado, direção N30E, fazendo contato tectônico ao leste com os granitos da Suíte Cordilheira através das Zonas de Cisalhamento Passo do Marinheiro e Dorsal de Canguçu (figura 8). Ao oeste o contato da suíte com os metassedimentos do Complexo Porongos também é tectônico, definido pela Zona de Cisalhamento Passo do Marinheiro. Ao norte os granitóides da suíte são cobertos pelos sedimentitos da Bacia do Paraná.

Na porção central e norte da suíte ocorrem xenólitos de gnaisses e meta-anortositos do embasamento com dimensões entre métricas e quilométricas. Estas unidades incluem os paragnaisses do Complexo Várzea do Capivarita, ortognaisses do Complexo Metamórfico Arroio dos Ratos (Fernandes *et al.*, 1988), além de meta-anortositos e anfibolitos do Metanortosito Capivarita (Formoso & Carraro, 1968; Fernandes *et al.*, 1988). Estas unidades estão afetadas por um metamorfismo orogênico de natureza colisional de grau metamórfico médio a alto e de idade Neoproterozóica (Chemale Jr. *et al.*, 2011; Martil *et al.*, 2012) (figura 8).



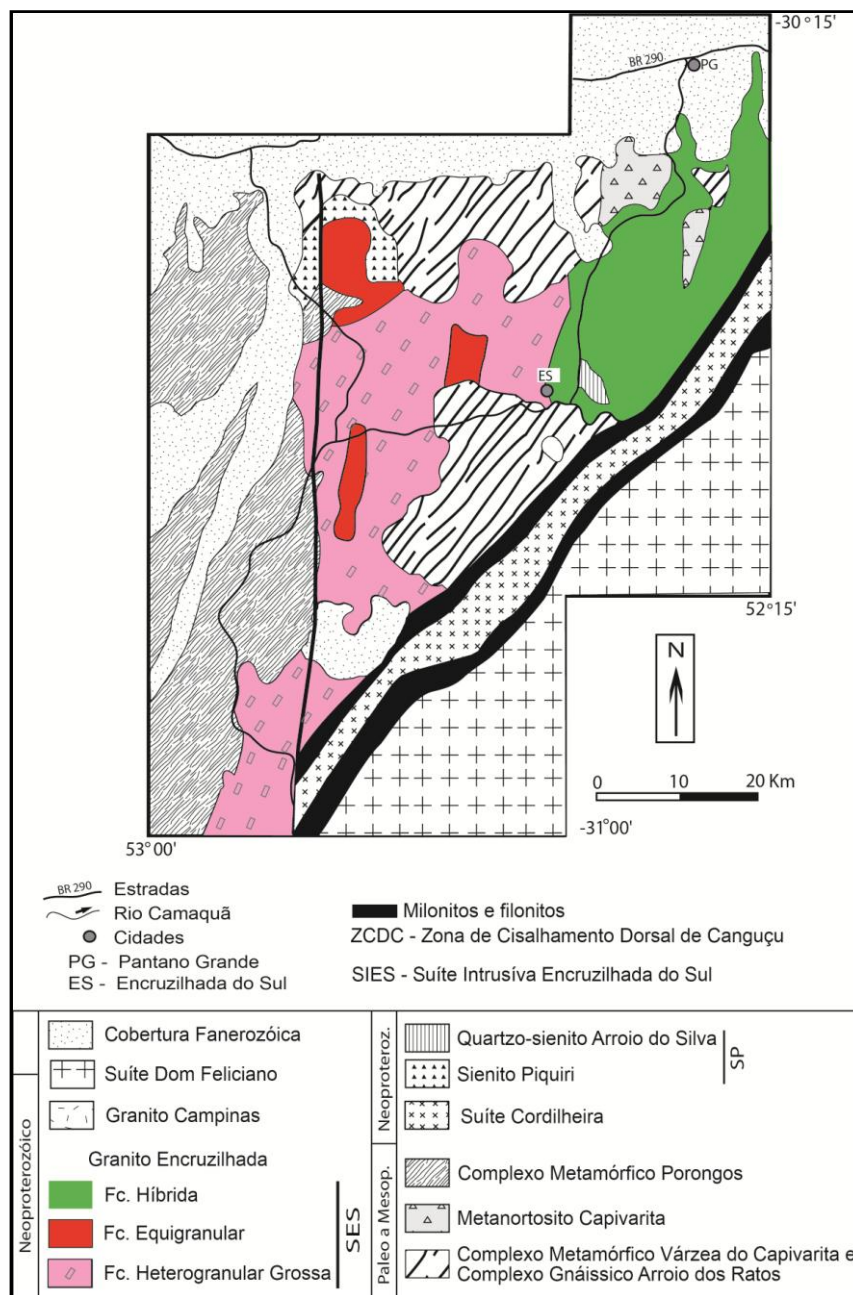


Figura 8: Mapa geológico, representando a Suíte Encruzilhada do Sul, e regiões arredores. Modificado de Vasquez (1997).

A Suíte Encruzilhada do Sul totaliza aproximadamente 750 km<sup>2</sup>. Este corpo está seccionado e dividido em dois pela Zona de Cisalhamento Passo do Marinheiro de direção N-S, que chega a gerar um rejeito na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu com cerca de 130 km (Picada, 1971).

A caracterização mesoscópica e macroscópica das variações texturais e composicionais permitiu a individualização de fácies petrográficas no Granito Encruzilhada, a fácies porfíritica, a fácies equigranular. Esta variação faciológica é particularmente distinta nas porções de borda das intrusões. Vasquez (1997)

reconheceu no Granito Encruzilhada a existência de uma fácies porfírica e outra equigranular, além dos Granitos Pinheiros e Pitangueiras.

Posteriormente Philipp & Campos (2005) reconheceram esta mesma variação faciológica e ressaltaram a diminuição do tamanho de grão em direção aos bordos do granito, indicando o resfriamento do granito contra os gnaisses do embasamento. Também destacaram a presença mais abundante de corpos dioríticos e enclaves microdioríticos na fácies porfírica que ocorre na porção mais externa do corpo.

### **2.3.1. Trabalhos Anteriores**

A primeira designação para os granitos da região de Encruzilhada do Sul foi Granito Encruzilhada proposta por Leinz & Pinagel (1945). A ampla variação textural, composicional e o complexo arranjo entre os granitos da região permitiram que Tessari & Picada (1966) redefiniram os mesmos como Complexo Granítico Encruzilhada. Embasados em critérios texturais e composicionais estes autores individualizaram três fácies principais: grosseira, média e porfírica.

Picada (1967) definiu a “fácies granito grosseira” correspondendo aos granitos de textura porfírica grossa até heterogranular. Definiu a “fácies granito porfírica” correspondente aos termos de textura porfírica fina. Nos granitos da “fácies granito grosseira” o autor definiu “enclaves cristalofílicos” e as porções híbridas foram por ele englobadas na “fácies granito porfírica”. Também definiu a “fácies granito médio” correspondente aos termos de textura equigranular fina a média.

A designação do Granito Encruzilhada foi utilizada por Picada (1971), Willig *et al.*, (1974), Carraro *et al.*, (1974) e Wernick & Penalva (1978). Também foi adotada por Vasquez (1997) para referenciar os maciços graníticos principais que compõem a suíte.

Vasquez (1997) ressaltou que o termo Complexo Granítico Encruzilhada perde o sentido quando é possível individualizar a classe de rochas ígneas como predominante, distinguindo-as das suas encaixantes metamórficas, ou quando é possível mapear a distribuição espacial dos tipos litológicos predominantes em fácies petrográficas e corpos (litodemas), apesar da complexidade imposta ao conjunto de rochas pela tectônica e processos magmáticos.

A designação de Suíte Granítica Encruzilhada do Sul proposta por Fragoso Cesar *et al.*, (1986) se deve ao fato dos autores não considerarem a ampla variação textural e composicional como justificativa de uso do termo “complexo”. Contudo, a designação estratigráfica adequada para um conjunto de diversos tipos litológicos (corpos), numa única classe de rochas naturalmente relacionadas, temporal e espacialmente, no caso rochas ígneas, seria Suíte, conforme o Guia de Nomenclatura Estratigráfica, adotado pela Sociedade Brasileira de Geologia (Petri *et al.*, 1986). A designação de Suíte Encruzilhada do Sul também foi adotada por Soliani Jr. (1986) e Issler & Pires (1990).

Desta forma Vasquez (1997) adotou a unidade litodêmica Suíte Encruzilhada do Sul para designação do conjunto de rochas ígneas que ocorrem na região homônima, composta pelas fácies monzogranito porfirítico e sienogranito equigranular. Também individualizou plutons menores, como o Granito Pinheiros e o Granito Pitangueiras, além de corpos sieníticos e diques riolíticos que ocorrem associados aos granitóides da suíte. O autor também descreveu estruturas ígneas como enclaves microgranulares máficos, porções híbridas, *schlierens*, xenólitos e bolsões pegmatóides.

Philipp & Campos (2005) também reconhecem zonação faciológica caracterizada por: (i) uma fácies porfirítica rica em enclaves máficos localizada principalmente no bordo leste do corpo, (ii) fácies heterogranular grossa, mais rica em quartzo e pobre em minerais máficos localizada mais ao centro do corpo e (iii) fácies heterogranular muito grossa localizada na região central do corpo, próximo a localidade de Pinheiros.

Vasquez (1997) sugere a partir da composição geoquímica que os granitos da Suíte Encruzilhada do Sul foram formados em ambiente geotectônico semelhante aos dos granitos intra-placa de crosta atenuada propostos por Pearce *et al.*, (1984). Este mesmo autor ainda sugere que os significativos teores de elementos de alto potencial iônico (HFSE) nos granitos da suíte indicam para contribuição mantélica. Este ainda cita que os pulsos de injeção de magma máfico na suíte foram pluri-episódicos, porque são identificados enclaves em distintos estágios de interação com a granítica hospedeira, apresentando diferentes formas e granulometria, alguns enclaves ocorrem com formas angulosas e são microgranulares, outros exibem

formas arredondadas ou de bolsões irregulares com granulometria maior (porções híbridas).

Os teores significativos de elementos terras raras (ETR) nos granitos da suíte são decorrentes de elevado teor dos minerais acessórios como alanita, zircão, apatita, titanita e fluorita. Os teores moderados a elevados de ETR-leves, o moderado processo de fracionamento nos ETR-pesados, e também as pronunciadas anomalias negativas de Eu são características descritas por Nardi (1991) e Nardi & Bonin (1991) para granitos pós-orogênicos e anorogênicos da associação alcalina.

A contribuição mantélica na geração dos granitos da suíte é sugerida através da ocorrência de feições que indicam a coexistência destes magmas graníticos com líquidos de composição mais básica (dioritos a quartzo-dioritos) e intermediária (quartzo-monzonitos e sienitos) pelos processos de mistura e assimilação (Vasquez, 1997).

A maioria das suítes do Batólito Pelotas apresenta dados isotópicos que sugerem suas gerações através das fusões de fontes de composições isotópicas compatíveis aquelas apresentadas pelo Complexo Palmas e pelo Complexo Porongos. Apenas a Suíte Encruzilhada do Sul apresenta composição isotópica semelhante ao das rochas do embasamento, e sugere se tratar de fusões parciais dos Complexos Encantadas ou Arroio dos Ratos (Philipp *et al.*, 2007).

Os resultados geocronológicos obtidos por Vasquez (1997) pelo método Rb-Sr<sub>RT</sub> na porção sudoeste da suíte (Granito Encruzilhada) apontam idade de 581,8±16,8 Ma e R<sub>0</sub>=0,71152±0,00184, que corrobora com a idade 594±5 Ma obtida através do método U-Pb em zircão (método de população-TIMS) (Babinski *et al.*, 1997). As idades de resfriamento e cristalização magmática dos granitos da Suíte Encruzilhada do Sul devem ser próximas de 580 Ma (Período Ediacarano), como também indicado pelas idades obtidas a partir do método K-Ar nas rochas encaixantes.

O magmatismo dos granitos da Suíte Encruzilhada do Sul pertence à série alcalina e parece estar associado ao estágio pós-colisional, marcando a evolução final do Cinturão Dom Feliciano (Vasquez, 1997; Philipp *et al.*, 2000).

### 3. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS

#### 3.1. Geologia das Áreas Estudadas

Para o desenvolvimento deste trabalho foram selecionadas 3 áreas principais da ocorrência de corpos dioríticos, enclaves microgranulares máficos e rochas híbridas (figura 9).

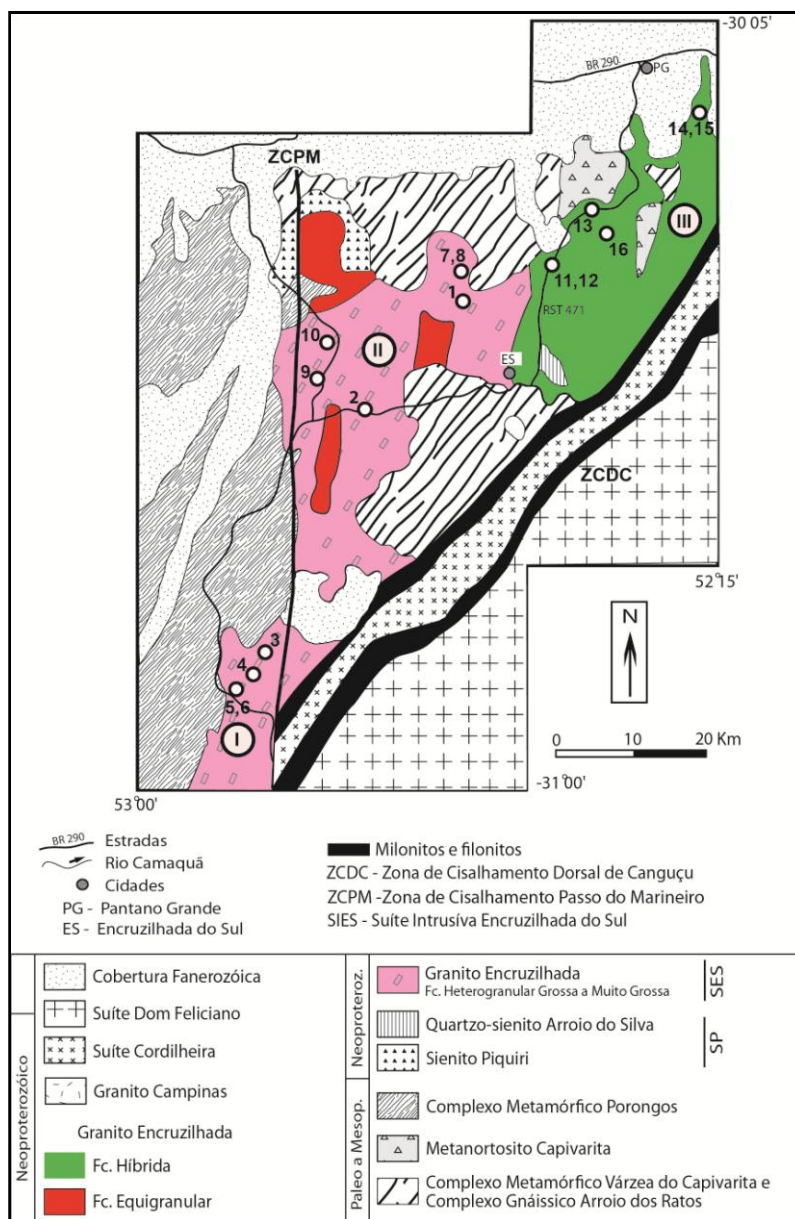


Figura 9: Mapa geológico, representando a Suíte Encruzilhada do Sul. Os pontos feitos foram demarcados. O número I representa a folha Figueiras. O número II as folhas Cerro da Árvore, Encruzilhada do Sul, Passo das Canas. O número III as folhas Passo das Canas e Várzea do Capivarita. Modificado de Vasquez (1997).

### 3.1.1. Folha Figueiras

A primeira área se encontra na porção mais ao sudoeste do Granito Encruzilhada próximo das zonas de cisalhamento Passo do Marinheiro e Dorsal de Canguçu (porção SE, E da folha).

Esta região está inserida na porção de bordo do Granito Encruzilhada, constituído por sua fácies porfirítica. Os afloramentos descritos na localidade de Cerro dos Machados (porção NE da folha) estão situados ao longo do Arroio dos Machados (figura 10 A) e caracterizam corpo diorítico.

Este corpo diorítico abrange extensão aproximada de 4 km<sup>2</sup>, ocorre como tabular e alongado segundo a direção nordeste (N60E).

Nos afloramentos descritos (dimensões entre 100 metros) os dioritos são caracterizados pela cor cinza escura a preta, estrutura maciça com ausência de orientação mineral (figura 10 F), textura equigranular a inequigranular fina a média (1-3 mm), são compostos essencialmente por plagioclásio, hornblenda, biotita e minerais opacos, classificados como hornblenda-biotita diorito.

Os contatos entre os dioritos e o granito são do tipo abrupto até interdigitados (figura 10 B). Os dioritos cortam o granito e estão cortados por injeções graníticas, evidenciando magma *mingling* (figura 10 C). Estas injeções têm largura entre 5 e 60 cm, textura inequigranular a pegmatítica. As intrusões ocorrem de forma concordante e discordante ao alongamento do corpo.

Por vezes em algumas porções os contatos não estão definidos, com formação de composição petrográfica intermediária entre os dois extremos, resultando em termos híbridos gerados por magma *mixing* (figura 10 D).

O Granito Encruzilhada tem composição sienogranítica, a textura varia entre porfirítica a inequigranular grossa, o fluxo magmático (direção NE) é definido pela foliação de forma e está caracterizada pela orientação dimensional dos megacristais de K-feldspato e agregados de biotita (figura 10 E).





Figura 10: **A)** corpo diorítico hospedado no Granito Encruzilhada, fácies porfirítica. Arroio dos Machados. Ponto MJ-04. **B)** intrusão do magma félsico com assimilação parcial da rocha diorítica, contatos interdigitados. Ponto MJ-04. **C)** rocha diorítica com intrusão de magma félsico pegmatítico, evidência de mistura heterogênea. Ponto MJ-03. **D)** híbrido quartzo-diorítico, magma *mixing*. Ponto MJ-04. **E)** Granito Encruzilhada, porfirítico a inequigranular grosso. Ponto MJ-04. **F)** textura da rocha diorítica. Ponto MJ-03.

Na localidade do Passo do Piquete (porção central da folha) os afloramentos descritos têm extensão entre 150 m. Ocorrem enclaves microgranulares com tamanhos que variam de 30 a 80 cm, nas formas arredondadas até angulosas. Os

contatos entre os enclaves e o granito são comumente bem definidos, marcados pela ampla diferença no tipo textural e granulométrico evidenciando magma *mingling* (figura 11 A). Entretanto em alguns enclaves se observa que os contatos não são definidos, ocorrendo faixas transicionais de rochas híbridas.

Esta zona de transição ocorre alongada na direção NE, numa extensão aproximada de 5 km<sup>2</sup>.

Os termos híbridos gradam sua composição de quartzo-diorítica a tonalítica, cores cinza esbranquiçada a escura (textura do tipo sal-pimenta), textura hipidiomórfica equigranular fina (1 e 2 mm), composta principalmente por plagioclásio, K-feldspato, quartzo, biotita e anfibólio. Subordinadamente ocorre textura porfirítica, com xenocristais de K-feldspato e plagioclásio geralmente manteados por máficos (textura *ocelar*) (figura 11 B).

A fácies porfirítica do Granito Encruzilhada, cor rosa é caracterizada por megacristais de K-feldspato entre 1-2 cm que estão envoltos por matriz equigranular média (2-3 mm) composta por plagioclásio equidimensional e euédrico, quartzo globular, agregados de biotita euédrica a subédrica. O teor de minerais máficos varia entre 5-10 %. Foi observado fluxo magmático (direção NE, subordinada NW) demarcado pelo alinhamento dos megacristais e agregados de biotita.

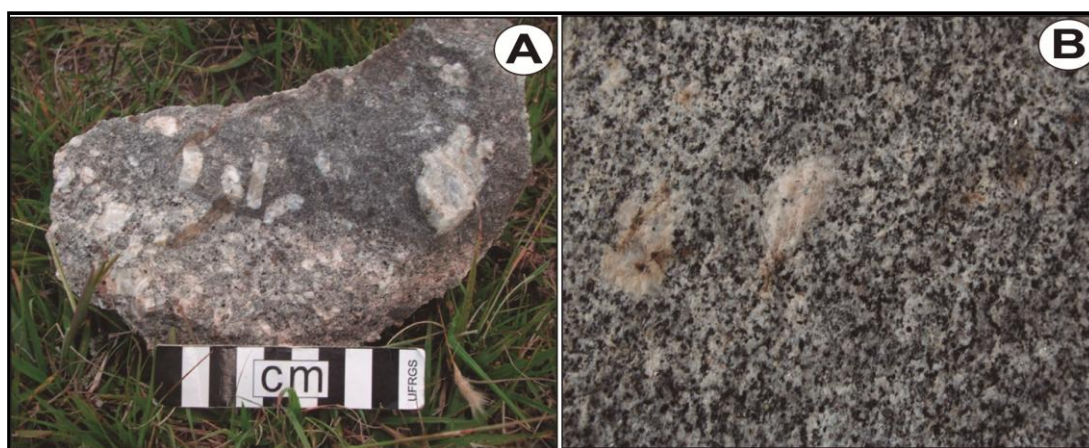


Figura 11: **A)** enclave microgranular máfico em contato abrupto com o hospedeiro granítico, xenocristais que migram para o enclave. Ponto MJ-06. **B)** termo híbrido (magma *mixing*) quartzo-diorítico, textura equigranular fina (sal-pimenta), textura porfirítica subordinada. Ponto MJ-05.

### 3.1.2. Folhas de Cerro da Árvore, Encruzilhada do Sul e Passo das Canas



A segunda área se situa na parte central do granito, desde proximidade da Zona de Cisalhamento Passo do Marinheiro (NE da folha Cerro da Árvore e W da folha Encruzilhada do Sul), até proximidade da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu (centro N da folha Encruzilhada do Sul e SE da folha Passo das Canas), da qual ascende o magmatismo máfico.

Nesta região ocorre transição do Granito Encruzilhada, da fácies heterogranular grossa situada no centro do corpo (figura 12 A e B), para a fácies porfírica, situada no bordo leste (figura 12 E e F).

Em Cerro da Árvore e Encruzilhada do Sul, nos afloramentos descritos (extensões entre 100 metros) ocorrem enclaves microgranulares máficos com tamanhos entre 30 cm e 1,5 metros, arredondados a elípticos, contatos abruptos e interdigitados, evidenciando diferenças texturais e granulométricas (magma *mingling*) (figura 12 C), classificados como monzodioritos, textura equigranular fina (1-2 mm), composto por plagioclásio, biotita em agregados e quartzo, acessórios apatita, titanita e opacos. Ocorrem xenocristais, principalmente de K-feldspato nas formas arredondadas e por vezes manteados por fases cálcicas (textura *rapakivi*) (figura 12 D).

O granito hospedeiro é da fácies porfírica, classificado como monzogranito, tem estrutura predominantemente maciça, entretanto ocorrem áreas com orientação do fluxo magmático demarcada pelo alinhamento dos megacristais de K-feldspato e também biotita (teor entre 3-5 %). Os megacristais de K-feldspato (2-4 cm) evidenciam zonações devido alternâncias nos níveis de crescimentos concêntricos, textura poiquilítica marcada pelas inclusões de biotita, quartzo e plagioclásio. Ocorrem megacristais de quartzo arredondados e orlados por máficos constituindo textura *ocelar*. Também foi observado textura em peneira. A matriz do granito é média (3 mm), composta por plagioclásio, quartzo globular, biotita pseudo-hexagonal, acessórios como apatita, zircão e opacos (figura 12 E e F).

Este corpo ocorre alongado segundo direção NE-SW e subordinada NW-SE, se estende por aproximadamente 6 km<sup>2</sup>.

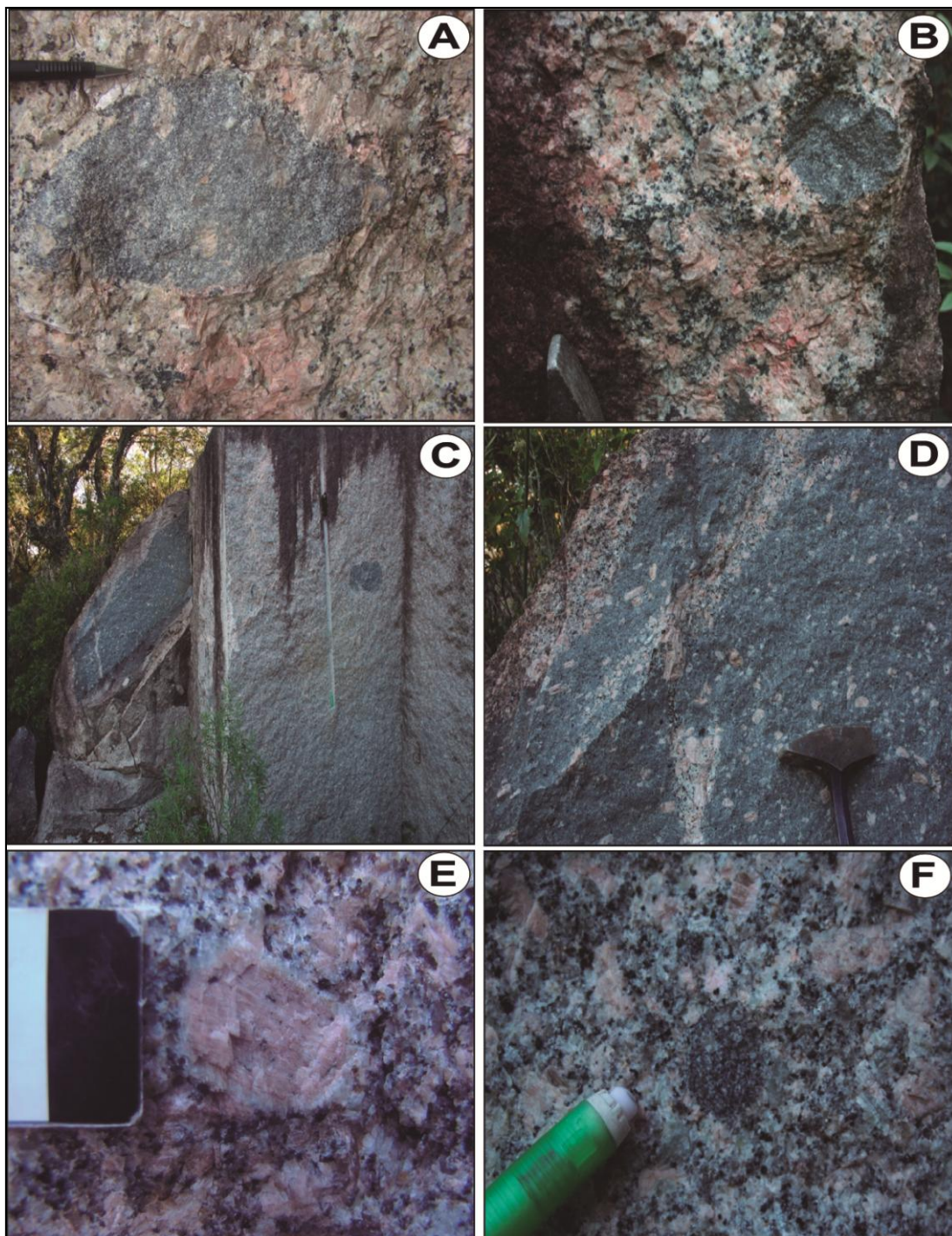


Figura 12: **A) e B)** Granito Encruzilhada heterogranular, região central do corpo. Enclave microgranular máfico, elíptico e arredondado, contato abrupto, ocorrência de xenocristais e níveis de concentração de máficos. Ponto MJ-10. **C)** Granito Encruzilhada, textura porfirítica média, hospeda enclaves microgranulares máficos, (até 1,5 m). Ponto MJ-02. **D)** enclave microgranular máfico, equigranular fino com ocorrência de xenocristais (feldspato potássico) arredondados (dissolvidos), textura *rapakivi*. Ponto MJ-02. **E) e F)** Granito Encruzilhada, porfirítico médio, região de borda, fenocristal de K-feldspato arredondado com inclusão de máficos (textura poiquilítica), manto cálcico (textura *rapakivi*), e máficos orlando estas composições (textura *ocelar*), microenclave microgranular máfico. Ponto MJ-02.

Nas imediações da fazenda Rancho Alegre os afloramentos descritos (extensões entre 100 metros) estão situados no Arroio Canhão e suas proximidades (porção superior N da folha Encruzilhada do Sul), a fácies porfirítica do Granito Encruzilhada é hospedeira de enclaves microgranulares máficos (20 cm e 2 metros) que ocorrem alongados e desmembrados na direção NE e subordinada NW.

Os enclaves ocorrem arredondados a sub-angulosos com contatos definidos e evidentes de magma *mingling* (figura 13 A, B e C), caracterizados pela cor escura, estrutura maciça e textura equigranular fina a média (1-3 mm), compostos por plagioclásio, biotita e anfibólio, com acessórios de apatita, titanita, zircão e opacos. Foram observadas feições características da mistura de magmas, como xenocristais de K-feldspato e quartzo indicando a migração mecânica a partir do granito, e a concentração de megacristais de K-feldspato em torno dos enclaves microgranulares máficos (figura 13 D e E).



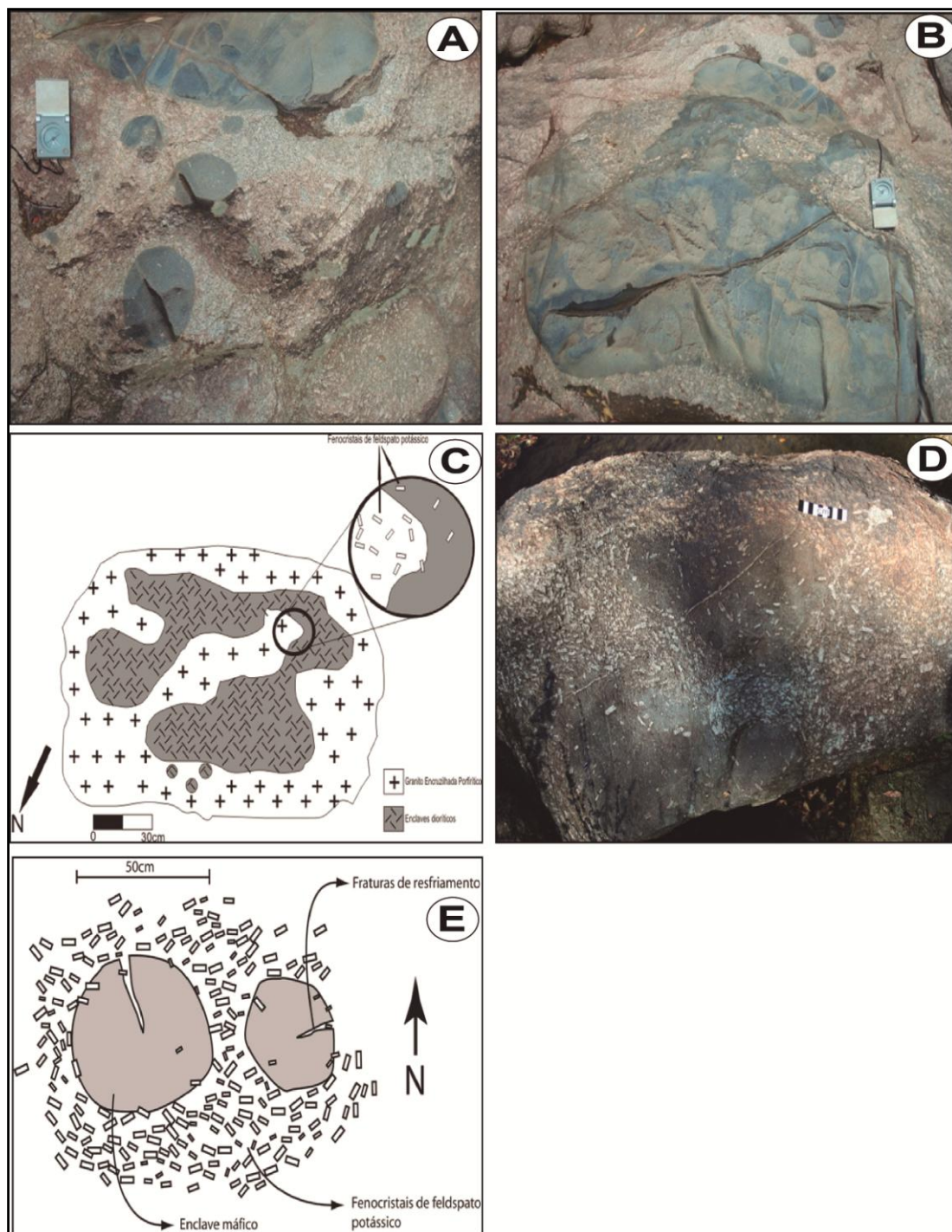


Figura 13: **A) e B)** enclaves microgranulares máficos hospedados no Granito Encruzilhada porfírico, formas arredondadas a sub-angulosas. UFRGS, 2010 – faixa II. **C)** desenho esquemático da interação do Granito Encruzilhada com os enclaves microgranulares máficos. Fonte UFRGS (2010) – faixa II. **D)** Concentração dos megacristais ao redor dos enclaves, além da migração mecânica destes. Ponto MJ-01. **E)** croqui evidenciando os enclaves microgranulares máficos com fraturas causadas pelo rápido resfriamento e a concentração dos megacristais sem orientação preferencial. Fonte UFRGS, 2010 – faixa II.

Os afloramentos dioríticos descritos (extensão entre 100 metros) ocorrem nas formas arredondadas (blocos entre 1-2 m), individualiza corpo alongado e hospedado no granito, com direção NE e subordinadamente NW. Classificados como dioritos e quartzo-dioritos, rocha de cor cinza escura, estrutura maciça e textura equigranular média (2-3 mm), composta essencialmente por plagioclásio, anfibólio, biotita, quartzo, K-feldspato, acessórios de apatita, titanita e opacos, o índice de máficos varia entre 15-20 % (figura 14 A).

As faixas transicionais de rochas híbridas caracterizam magma *mixing* com gradação composicional e textural, contatos lobados e interdigitados. Classificados como quartzo-monzonitos, monzogranito a granodioritos (figura 14 B e C), cores cinza esbranquiçadas e textura porfirítica definida por xenocristais de K-feldspato, com tamanhos entre 2-5 cm, formas arredondadas, e comumente manteados por agregados de biotita associados com hornblenda (textura *ocelar*). A matriz é equigranular fina a média (2-4 mm) composta por K-feldspato, plagioclásio e quartzo, com até 15 % de máficos. Por vezes as porções híbridas hospedam enclaves microgranulares máficos menores constituindo enclaves duplos.

Ocorre um dique máfico disposto verticalmente e orientado segundo a direção N50E com mergulho para SE, possui 10 cm de largura, contatos retilíneos e abruptos, indicativo que não ocorreu nenhuma interação com o granito (magma *mingling*). Este dique microdiorítico caracteriza cor preta, textura equigranular fina (1 mm), composto por plagioclásio, hornblenda e biotita (figura 14 E).

O Granito Encruzilhada pertence à fácies porfirítica, é classificado como monzogranito a sienogranito, cor avermelhada e foliação de forma marcada pelo alinhamento de megacristais de K-feldspatos e agregados de biotita (direção NE-SW e subordinada NW-SE). Os megacristais são subédricos com tamanhos entre 2-5 cm, alguns estão manteados por plagioclásio (textura *rapakivi*). A matriz é equigranular média (2-4 mm) composta por K-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita (4-6 %), acessórios de apatita, titanita e opacos (figura 14 D).

Nesta região o corpo composto por enclaves microgranulares máficos, dioritos, e a zona de transição abrangem uma extensão aproximada de 10 km<sup>2</sup>, com direção NE-SW e subordinada NW-SE.



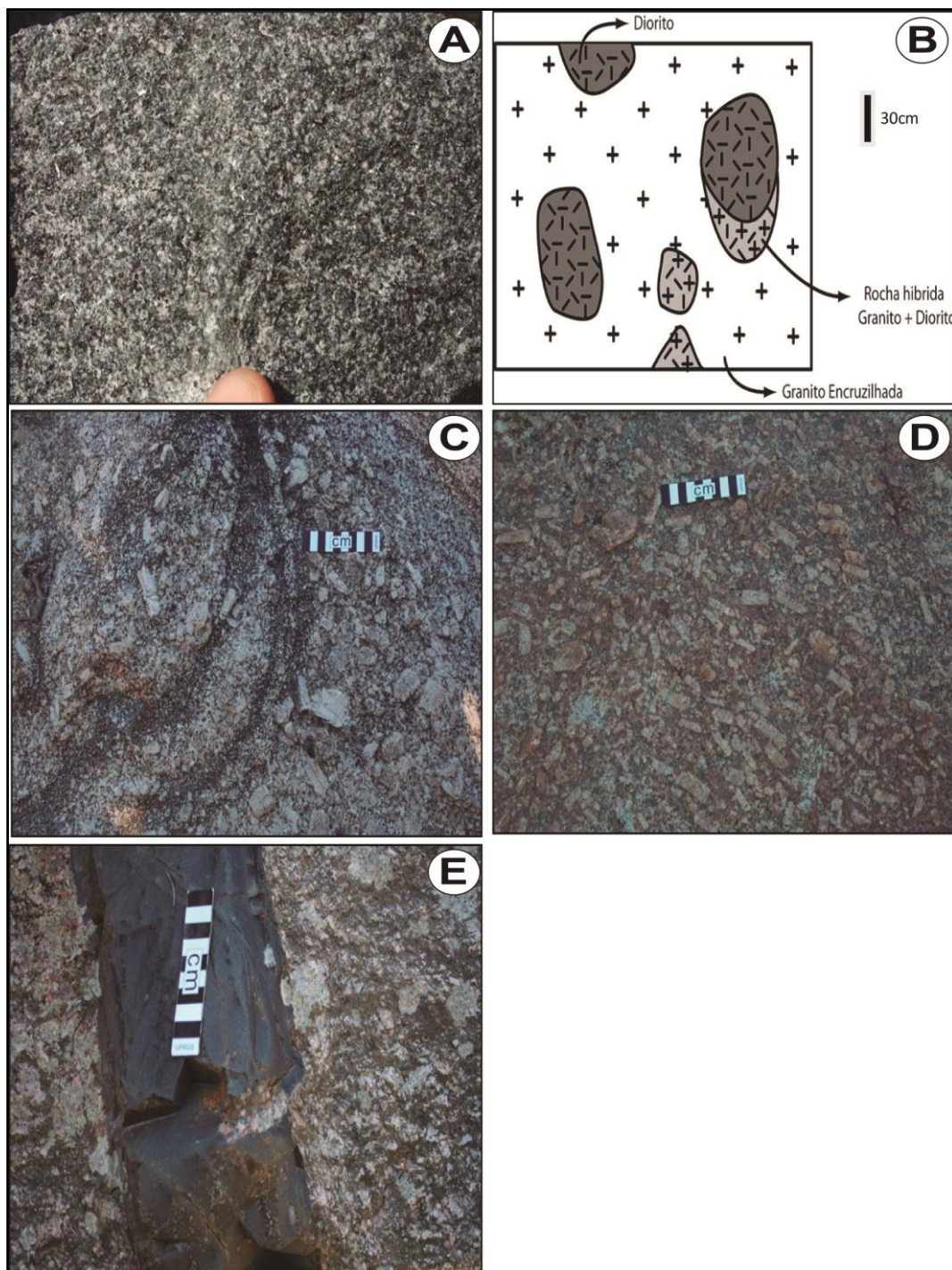


Figura 14: **A)** quartzo-diorito equigranular médio. Ponto MJ-07. **B)** croqui esquemático evidencia a interação entre o magma máfico (diorito) e magma félsico (Granito Encruzilhada) com a geração de rocha híbrida. Fonte UFRGS (2010) – faixa II. **C)** textura da rocha híbrida observada em campo. Ponto MJ-01. **D)** Granito Encruzilhada porfirítico, coloração avermelhada. Ponto MJ-01. **E)** dique máfico intrusivo no granito. Ponto MJ-01.

Na porção SE da folha de Passo das Canas, ao longo do Arroio Chanã e nas suas proximidades, o Granito Encruzilhada está representado pela sua fácies heterogranular a equigranular média (figura 15 A), característica do centro do corpo.

Nesta localidade os afloramentos descritos ocorrem com extensões entre 200 metros, representados por corpos dioríticos de formas arredondadas (blocos entre 1-3 m), individualizados na hospedeira, evidenciando magma *mingling*. Estes dioritos transicionam para zonas híbridas de magma *mixing* (figura 15 C). Em escala mesoscópica os corpos dioríticos aparecem como enclaves de contatos gradacionais a lobados nos termos híbridos monzograníticos e granodioríticos.

Este corpo diorítico e a zona de transição abrangem uma extensão aproximada de 15 km<sup>2</sup>, com direção NE-SW e subordinada NW-SE, condizentes com as principais falhas regionais.

Os dioritos caracterizam cor cinza escura, estrutura maciça, textura equigranular média (2-3 mm), e subordinadamente textura porfirítica, com plagioclásio de até 1,5 cm. Compostos essencialmente por plagioclásio, anfibólio, biotita, pouco quartzo e K-feldspato. Acessórios de apatita, titanita e opacos. Teor de máficos entre 15 %. Classificados desde quartzo-dioritos até quartzo-monzodioritos (figura 15 C).

Nos limites do corpo diorítico ocorre faixa de rochas híbridas classificadas desde monzogranitos a granodioritos, com textura equigranular média (2 mm) composta por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, anfibólio e biotita, teor de máficos entre 10 % (figura 15 D). Subordinadamente ocorre textura porfirítica, devido aos megacristais da composição granítica fundida e imersos numa matriz hibridizada pela injeção do pulso magmático máfico (agregados de biotita associados com hornblenda), também ocorrem enclaves microgranulares máficos centimétricos (entre 5 cm) na matriz da rocha híbrida, indicando pelo menos dois pulsos deste magmatismo (figura 15 E e F).

Os enclaves microgranulares máficos ocorrem de forma restrita, como corpos arredondados (entre 10-60 cm) e alongados conforme o fluxo magmático NE e subordinado NW, os contatos são típicos de magma *mingling*. Caracterizados por cor preta, textura equigranular fina (1 mm), composto principalmente por plagioclásio, biotita e anfibólio (figura 15 B).

Nestas imediações centrais da suíte, o granito caracteriza cor cinza clara à bege, textura heterogranular grossa a muito grossa (5-10 a 50 mm), trama dominada por cristais subédricos e prismáticos de K-feldspato imersos em matriz equigranular média (3-4 mm), composta por plagioclásio, quartzo globular e biotita. O teor de

máficos é baixo, entre 2 e 3 %. Nas porções híbridas o granito está orientando fluxo magmático pelo alinhamento dos *schlierens* de biotita e cristais de K-feldspato.



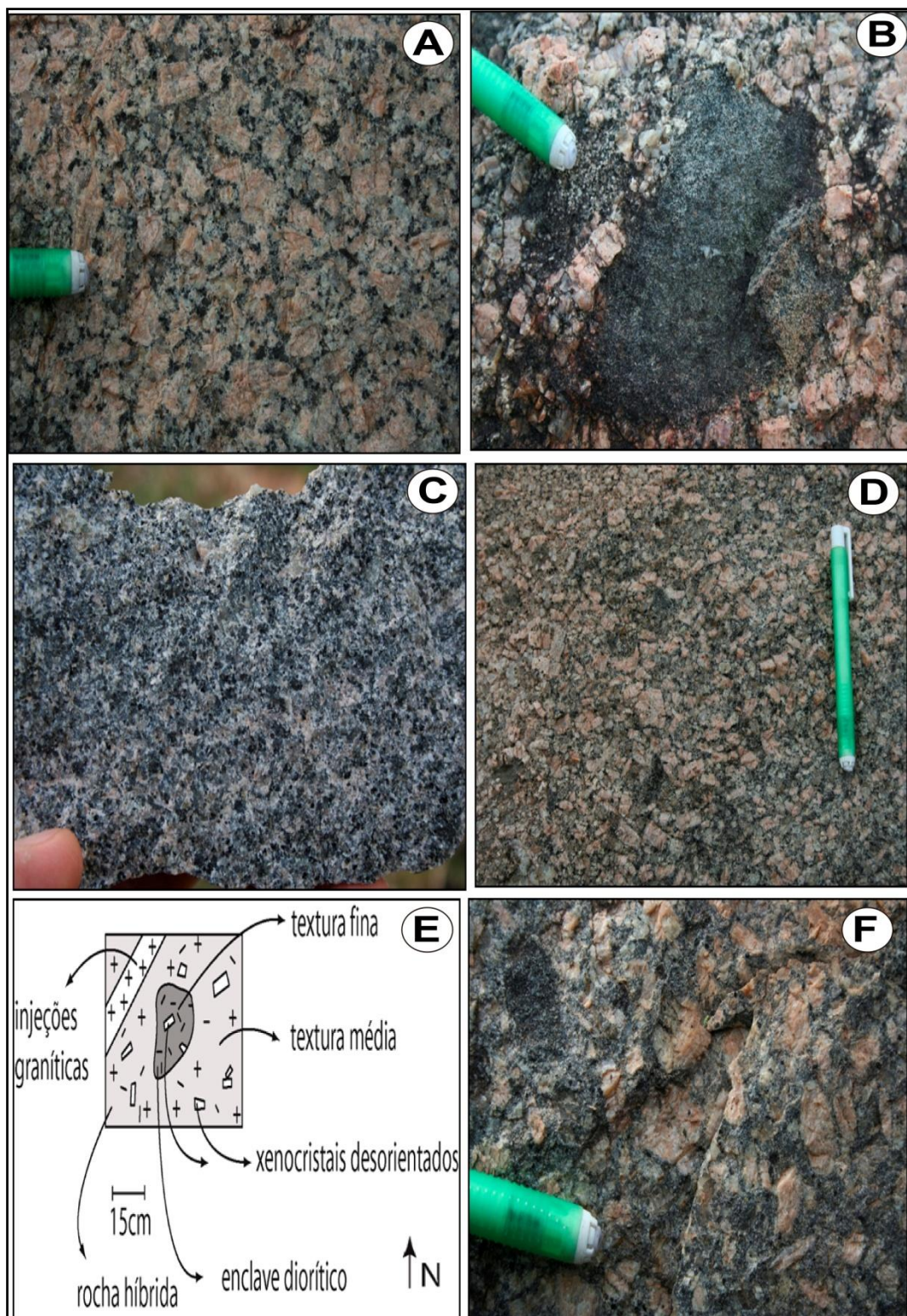


Figura 15: **A)** Granito Encruzilhada, fácies equigranular. Ponto MJ-08. **B)** enclave microgranular máfico arredondado (15 cm). Ponto MJ-08. **C)** quartzo-monzodiorito equigranular médio. Ponto MJ-08. **D)** monzogranito híbrido, magma *mixing*, graduação composicional entre os termos (parte esquerda da foto mais félsica). Ponto MJ-08. **E)** croqui esquemático evidencia enclave microgranular máfico hospedado na rocha híbrida. Fonte UFRGS (2010) – faixa II. **F)** rocha granodiorítica, magma *mixing*, evidência para xenocristal de feldspatos arredondados (à direita) e enclave microgranular máfico hospedado (à esquerda), resultando em duplo enclave. Ponto MJ-08.

### 3.1.3. Folha Várzea do Capivarita

A terceira área está localizada no bordo nordeste do granito, próximo da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. Esta área é constituída pela fácies porfirítica e fácies equigranular do Granito Encruzilhada.

Os afloramentos descritos ocorrem nas imediações da RST 471 e também nas imediações da Fazenda São Miguel, desde a porção SE da folha Passo das Canas, continuando na porção centro SW e também centro para E da folha Várzea do Capivarita. Caracterizam as transições dos enclaves microgranulares máficos e termos quartzo-dioríticos para termos hibridizados associados com granitos.

Estes corpos máficos ocorrem individualizados no granito (magma *mingling*) e como zonas transicionais híbridas (magma *mixing*). Os enclaves microgranulares máficos têm formas arredondadas e angulosas (figura 16 B) com tamanhos de 20 cm até 1 m e estão alongados conforme o fluxo magmático (direção NE-SW e subordinada NW-SE, com mergulhos médios a altos). Os corpos dioríticos com formas arredondadas (blocos de 1-2 m) estão alongados conforme fluxo magmático. A zona híbrida também ocorre orientada pelo fluxo magmático.

A extensão deste corpo é de aproximadamente 10 km<sup>2</sup> (SE da folha Passo das Canas), 10 km<sup>2</sup> (centro SW da folha Várzea do Capivarita), e 38 km<sup>2</sup> (centro para E da folha de Várzea do Capivarita).

Os contatos entre os enclaves e o granito são definidos com disposição retilínea, lobada e curva, refletindo o contraste das características físicas (temperatura e densidade) e composicionais, que evidenciam condições de magma *mingling*. Caracterizam textura equigranular fina (1-2 mm) (figura 16 C), compostos essencialmente por plagioclásio, biotita, anfibólio, piroxênio e apatita, acessórios de opacos, alanita, titanita e zircão, também ocorrem xenocristais de K-feldspato com características semelhantes ao granito, sugerindo migração mecânica (figura 16 D e E).

Os corpos dioríticos descritos num afloramento com extensão aproximada de 400 m caracterizam rochas máficas com estrutura maciça, cor cinza escura a preta, textura equigranular fina a média (1-3 mm), e subordinada textura porfirítica (xenocristais de K-feldspato e quartzo). Composta por plagioclásio, biotita, anfibólio e cristais euédricos de quartzo e K-feldspato. O teor de máficos varia entre 15 e 20



%. De acordo com a variação composicional, estas rochas são classificadas como quartzo-diorito, quartzo-monzodiorito e quartzo-monzonito (figura 17 A e B).

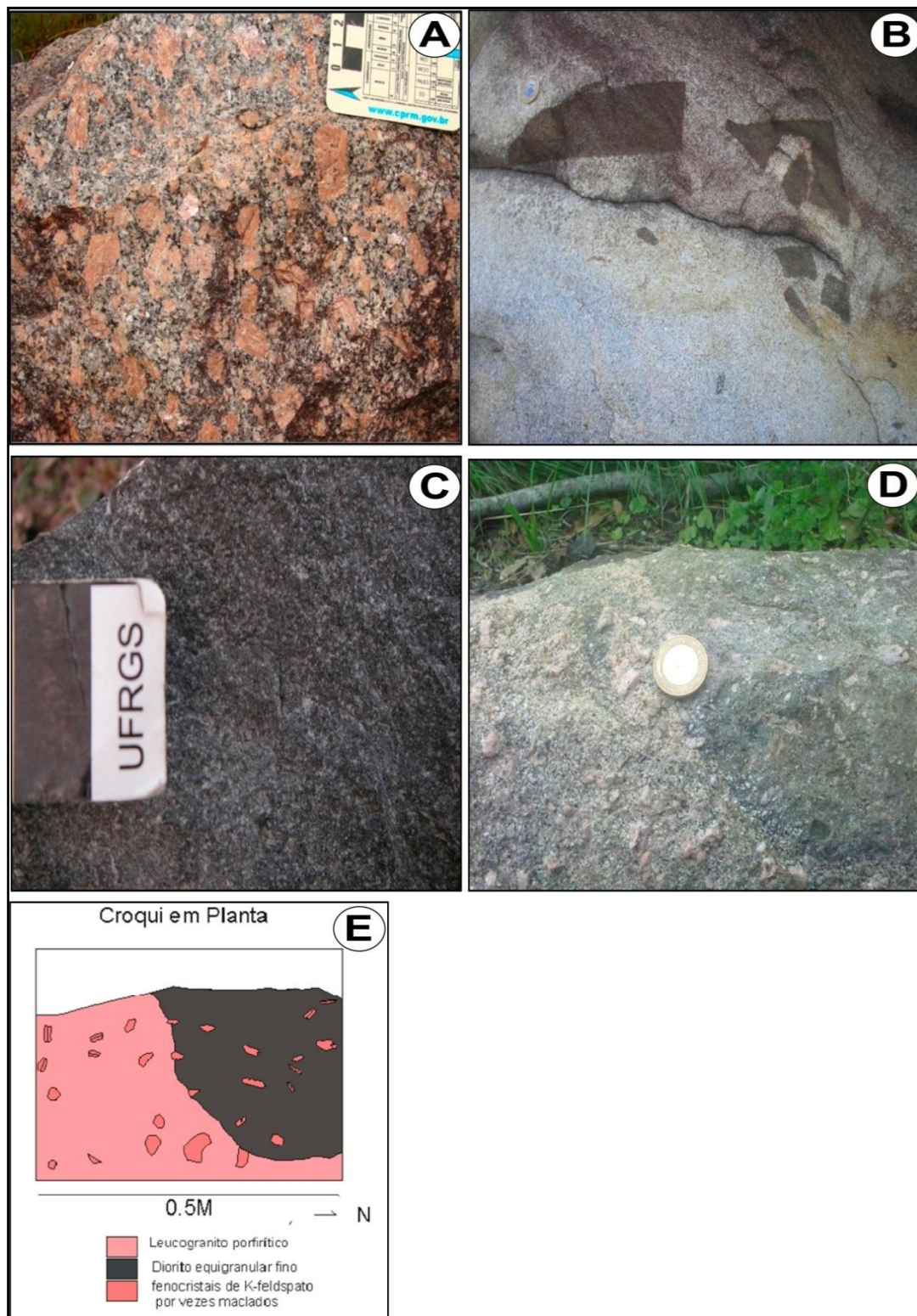


Figura 16: **A)** fácies porfirítica, monzogranito de matriz média e índice de cor 10%, xenocristais de K-feldspatos com os bordos arredondados e também corroídos pela

injeção do magma máfico. UFRGS (2011) – faixa II. **B)** estrutura resultante de inversão reológica, fragmentos angulosos do enclave microgranular máfico hospedado no Granito Encruzilhada ( fácies equigranular). UFRGS (2011) – faixa VII. **C)** enclave microgranular máfico, cor preta e textura equigranular fina. Ponto MJ-15. **D)** contato gradacional entre enclave e granito, xenocristais de K-feldspato evidenciando processo de magma *mingling*. UFRGS 2011 – Faixa II. **E)** croqui esquemático ilustrando a migração mecânica dos megacristais. Fonte UFRGS 2011 – Faixa II.



Figura 17: **A)** quartzo-monzodiorito, textura equigranular média e subordinada textura porfirítica, mais máfico. Ponto MJ-13. **B)** quartzo-monzonito, textura equigranular média, mais félsico. Ponto MJ-13.

Na faixa de rochas híbridas ocorrem termos classificados como quartzo-monzonitos (figura 18 C), monzogranitos e granodioritos (figura 18 B), são caracterizados por textura equigranular a inequigranular fina a média (1-3 mm), subordinadamente textura porfirítica, com fenocristais de K-feldspato e quartzo entre 1 e 1,5 cm. Composto por quartzo globular, plagioclásio, K-feldspato, anfibólio e biotita (por vezes em agregados), acessórios são apatita, titanita, zircão e opacos. Feições de alteração hidrotermal estão definidas por crescimento secundário de calcita em fraturas, e crescimento de mica branca como produto de alteração do K-feldspato.

Ocorrem nas porções máficas composições evidentes da mistura com líquidos finais (figura 18 D) da cristalização do Granito Encruzilhada (figura 18 A).



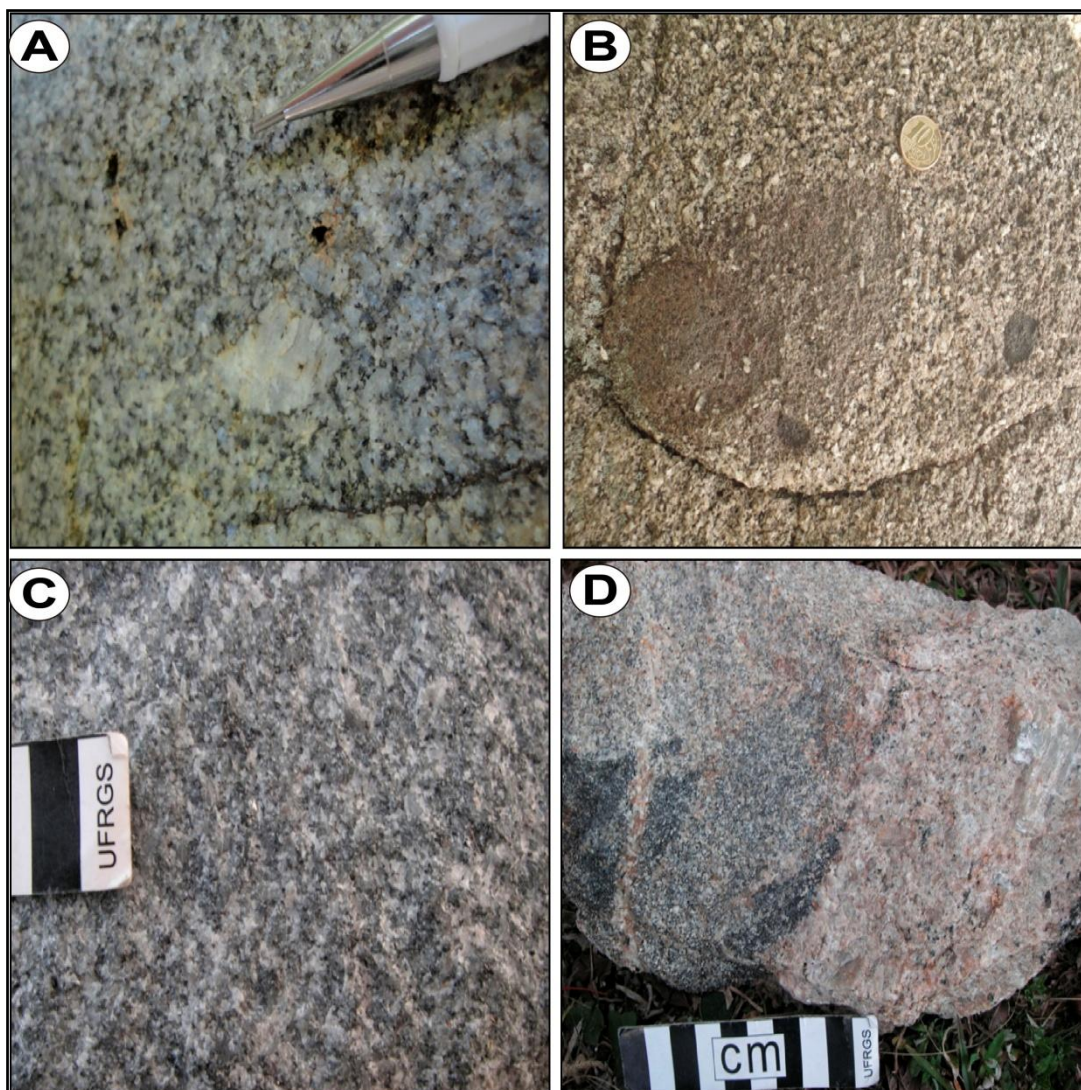


Figura 18: **A)** Granito Encruzilhada, leucogranito, textura fina e subordinada textura porfirítica. UFRGS (2011) – faixa VII. **B)** granodiorito com matriz equigranular média e subordinada porfirítica, enclaves microgranulares máficos (entre 3 e 10 cm) evidenciando diferentes pulsos do magmatismo máfico. UFRGS (2011) – faixa VII. **C)** quartzo-monzonito equigranular médio, índice de máficos entre 6 %, magma *mixing*. Ponto MJ-14. **D)** detalhamento da composição máfica com injeção quartzo-feldspática. UFRGS (2011) – faixa VII.

O Granito Encruzilhada fácies porfirítica, classificado como biotita monzogranito, está orientando foliação de forma pelos megacristais de K-feldspato (2 e 3 cm) e agregados de biotita (direção NE-SW e subordinada NW-SE), os teores de biotita e anfibólio variam entre 3 e 10 %, evidenciando hibridismo. A matriz é equigranular hipidiomórfica média (2-3 mm), composta por quartzo facetado arredondado, plagioclásio, K-feldspato, anfibólio e biotita, acessórios de alanita, apatita, titanita e zircão (figura 16 A).

A fácies equigranular é classificada como biotita sienogranito, cor rosa a acinzentada, textura equigranular média a fina (1-3 mm). Composto por K-feldspato, quartzo euédrico e facetado, plagioclásio, anfibólio, biotita disseminada ou em agregados (teor de máficos entre 3 e 5 %), acessórios como apatita, titanita e óxidos de ferro.

## **3.2 Resultados Petrográficos**

### **3.2.1. Folha Figueiras**

No termo hornblenda-biotita-diorito foi descrito textura principal inequigranular a equigranular hipidiomórfica fina (entre 0,5-1,2 mm). A textura porfirítica ocorre subordinadamente, marcada por fenocristais de plagioclásio e em menor teor K-feldspato, com tamanhos médios de 1 cm.

Não foi observado deformação no estado sólido (recristalização). Mas ocorrem raras feições de deformação dúctil, como o plagioclásio com as maclas levemente curvadas.

O plagioclásio (40-45 %) é encontrado como cristais prismáticos e curtos tem formas subédricas a euédricas, e os seus tamanhos variam entre 0,6 e 1 mm, apresentam maclas do tipo polissintéticas. Também é encontrado como fenocristais, e apresentam zonações normais características dos níveis de crescimentos. O K-feldspato (5-10 %) é encontrado nas formas euédricas e os seus tamanhos variam entre 0,6 e 1 mm. Quando ocorrem como fenocristais, apresentam textura peritítica localizada, e textura poiquilítica marcada pela inclusão de quartzo, biotita e opacos. O quartzo (5-10 %) tem formas globulares, mas também é encontrado como subédrico a anédrico, com tamanhos que variam entre 0,2 e 0,4 mm, ocorrem formando agregados. Localmente alguns cristais estão fraturados e apresentam extinção ondulante. Exibem inclusões de zircão. O anfibólio (10-15 %) caracterizado pela hornblenda, encontrado como cristais prismáticos com formas subédricas a euédricas, e os seus tamanhos variam entre 0,3 e 0,6 mm, na cor verde escura. Apresenta-se disposto nos interstícios com tamanhos de até 1 mm. A sua ocorrência está associada com piroxênio. A biotita (10-20 %) é encontrada nas formas subédricas a anédricas, com tamanhos entre 0,4 e 0,8 mm, na cor castanha escura,

e apresenta pleocroísmo que varia entre as cores castanhas claras a escuras. Também está disposta nos interstícios. Ocorre inclusa nos fenocristais de plagioclásio e K-feldspato. Nas bordas e nos planos de clivagem se altera para clorita. O piroxênio (5 %) é encontrado nas formas subédricas, com tamanhos entre 0,3 a 0,5 mm. Comumente está envolto pelo anfibólio, e localmente apresenta uralitização, caracterizada pela sua transformação para hornblenda. O zircão (acessório) é encontrado como cristais prismáticos nas formas euédricas, e os seus tamanhos variam entre 0,01 e 0,04 mm. É incolor, e tem relevo elevado. Ocorre incluso no quartzo, biotita e também K-feldspato. A apatita (acessório) é encontrada nas formas euédricas com tamanhos que variam entre 0,01 e 0,04 mm. É incolor, está inclusa principalmente na biotita. O esfeno (acessório) é encontrado como cristais hexagonais nas seções basais, e suas formas são euédricas a subédricas, os seus tamanhos variam entre 0,01 e 0,04 mm. É incolor, está incluso na biotita e plagioclásio.

No termo hornblenda-sienogranito a estrutura é maciça e a principal textura é equigranular hipidiomórfica fina a média (1-2 mm). Subordinadamente ocorre textura porfírica com fenocristais de plagioclásio e K-feldspato com tamanhos entre 1,5 cm. Estes fenocristais caracterizam textura poiquilítica com a inclusão de biotita, quartzo e plagioclásio. Localmente ocorre textura *rapakivi* formada por coroas de plagioclásios sobre K-feldspato.

O K-feldspato (35-40 %) é encontrado como cristais prismáticos nas formas euédricas, e os seus tamanhos variam entre 0,6 e 1 mm. A composição é característica do ortoclásio, com a formação de pertitas. O plagioclásio (25-35 %) é encontrado como cristais prismáticos e curtos, e suas formas são subédricas a euédricas. Apresentam maclas polissintéticas, e também zonações normais, características dos diferentes níveis de crescimento. Nas porções centrais dos cristais eles se alteram para sericitas e argilo-minerais. Apresentam inclusões de biotitas. Os cristais não evidenciam deformações, e têm raras micro-fraturas de formas conchoidais. O quartzo (15-20 %) é encontrado como globular, o seu tamanho varia entre 0,4 e 1,4 mm. Também é encontrado formando agregados, e disposto intersticialmente. O anfibólio é caracterizado pela hornblenda, são cristais prismáticos e curtos com formas subédricas a euédricas, e os seus tamanhos variam entre 0,2 e 0,5 mm, na cor verde escura. Quando está disposto nos interstícios, seu

tamanho é de aproximadamente 1 mm. Está alterando para clorita. A biotita é encontrada como cristais lamelares e as suas formas são euédricas a subédricas, seu tamanho varia entre 0,2 e 0,5 mm, e tem cor entre castanha escura a marrom escuro. Sua ocorrência geralmente está associada ao anfibólio. Também está disposta nos interstícios. O teor de máficos varia entre 5-10 %. O zircão é encontrado como cristais prismáticos, alongados e as suas formas são euédricas, os seus tamanhos variam entre 0,01 e 0,04 mm. Os cristais são incolores e apresentam relevo elevado, estão inclusos no quartzo, biotita e K-feldspato. A apatita é encontrada como cristais hexagonais nas seções basais e suas formas são euédricas, os seus tamanhos variam entre 0,01 e 0,04 mm. É incolor e está inclusa principalmente nas fases máficas.

No termo biotita-quartzo-diorito foi descrito que a estrutura é maciça, e a textura está caracterizada por equigranular hipidiomórfica e fina (1-2 mm). Subordinadamente ocorre textura porfírica que está caracterizada pelos fenocristais de K-feldspato e plagioclásio.

O plagioclásio (45-55 %) é encontrado como cristais prismáticos e curtos, nas formas subédricas a euédricas, os seus tamanhos variam entre 0,6 e 1 mm. Apresentam maclas polissintéticas, e também zonações normais, que evidenciam os diferentes níveis de crescimentos. O K-feldspato (5-10 %) tem formas euédricas, e nos contatos com os fenocristais de plagioclásios ocorrem intercrescimentos mirmequíticos. O quartzo (10-15 %) tem formas desde globulares até hexagonais nas seções basais, os seus tamanhos variam entre 0,4 e 0,8 mm. Ocorrem inclusões de zircão. Os cristais de quartzo formam agregados. Alguns estão fraturados e apresentam extinção ondulante. Também são encontrados formando sub-grãos de formas equidimensionais. Quando disposto nos interstícios as suas formas são subédricas. O anfibólio (5 %) é encontrado com formas subédricas a anédricas e seus tamanhos variam entre 0,2 e 0,5 mm, a cor verde escura é característica da horblenda. A biotita (10-15 %) é encontrada como cristais lamelares de formas subédricas a anédricas e os seus tamanhos variam entre 0,4 e 0,8 mm. As suas cores são castanhas escuras e têm pleocroísmos que variam entre castanho claro a escuro. Encontrada como inclusões nos fenocristais de K-feldspato. Nas bordas dos cristais e nos planos de clivagem se alteram para clorita. O zircão é encontrado como cristais prismáticos, alongados e incolores. Seu relevo é elevado, e está



incluso no quartzo, biotita e K-feldspato. A apatita é encontrada como cristais hexagonais nas seções basais, e tem formas euédricas, é incolor e está inclusa principalmente nas fases máficas.

### **3.2.2. Folhas de Cerro da Árvore, Encruzilhada do Sul e Passo das Canas**

Nos enclaves microgranulares máficos descritos, a principal textura é equigranular fina com ocorrência de microfenocristais.

A matriz é composta por plagioclásio (30-40 %) que apresenta maclas em cunhas. O quartzo (20-25 %) tem formas globulares e provavelmente foi originado a partir dos granitos no momento da interação com as composições básicas, a exemplo do K-feldspato que forma xenocristais. Também é encontrado nos interstícios e suas formas são anédricas. Apresenta maclas do tipo tabuleiro de xadrez. O K-feldspato (20-30 %) apresenta maclas do tipo Carlsbad e também xadrez. A biotita (15 %) é encontrada como inclusões noutras fases minerais. Também está nos interstícios. A hornblenda (5 %) está associada com biotita. Os acessórios são representados por opacos, zircão, titanita e apatita que está acicular e inclusa nos microfenocristais de plagioclásio. Devido alteração são formados o epidoto e a clorita.

Os microfenocristais são de quartzo, com formas subédricas a anédricas. O K-feldspato com formas subédricas a anédricas, não apresentam maclas, e localmente estão orlados por biotitas. O plagioclásio tem formas subédricas e apresentam inclusões de quartzo, e pelo processo de alteração é formado sericita. A biotita tem formas subédricas.

Nos termos quartzo-dioríticos a quartzo-monzoníticos descritos, a principal textura é equigranular fina a média (1-3 mm). E subordinadamente ocorre textura porfirítica. Foi caracterizada também a textura granoblástica equigranular poligonal, que pode ser resultado do processo de reequilíbrio *subsolidus*. Não há indicadores de deformação.

A biotita (39-7 %) encontrada na matriz tem formas subédricas e o seu tamanho é menor do que 0,2 mm, caracterizada pelo pleocroísmo castanho escuro a claro, e inclusa noutras fases minerais. Também está disposta nos interstícios. Nos termos mais diferenciados é encontrada como microfenocristais com formas

subédricas, e seu tamanho é maior do que 2 mm. Está associada com anfibólio e também forma agregados.

O anfibólio (0-12 %) tem formas subédricas, com pleocroísmo que varia de verde claro a verde castanho, característica evidente da hornblenda. Tem inclusões de minerais acessórios. Está orlado por microcristais de outro anfibólio, com pleocroísmo mais fraco, e hábito acicular, característico da actinolita. Também se encontra substituído para biotita.

O plagioclásio (37-25 %) encontrado nos termos menos diferenciados é microfenocrystal com as formas subédricas, os seus tamanhos são menores que 0,5 mm. Apresentam zonações que caracterizam diferentes níveis de crescimento. Nos termos mais diferenciados é encontrado tanto na matriz como microcristais de formas subédricas e seus tamanhos são menores do que 0,2 mm, quanto como fenocristais de formas euédricas e subédricas e seus tamanhos variam entre 3 e 10 mm. Exibem zonações oscilatórias devido aos níveis de crescimentos e também estão manteados por outros plagioclásios de composições sódicas (albitas). Apresentam textura poiquilítica devido inclusões dos microcristais da matriz. Localmente seus núcleos estão sericitizados, e as bordas corroídas. Por vezes estão alterados para epidotos.

O K-feldspato (38-1 %) é encontrado como fenocristais de formas euédricas e subédricas e seus tamanhos variam entre 10 e 30 mm. Apresentam pertitas, e estão manteados por plagioclásios de composição sódica. Também foi caracterizada a textura mirmequítica, e a textura poiquilítica com inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita. Localmente estão manteados por biotitas.

O quartzo (27-5 %) encontrado na matriz como microcristais de formas subédricas e anédricas e seus tamanhos são menores do que 0,2 mm. Também está disposto nos interstícios. Quando tem formas globulares indica que sua origem é a partir dos granitos e foi incorporado nas composições básicas. Nos termos mais diferenciados é encontrado como microfenocristais de formas desde subédricas até arredondadas. Está orlado pelas biotitas evidenciando textura *ocelar*.

A titanita é encontrada com formas anédricas quando está na matriz, e formas subédricas quando é intersticial, também pode resultar da alteração das biotitas. Os seus tamanhos são menores do que 1 mm, pleocroísmos que variam entre amarelo acastanhado a castanho alaranjado. Considerada acessório diagnóstico.

A apatita é encontrada com hábitos aciculares e como inclusões nas fases máficas, ou nas formas de pequenos prismas.

Os termos híbridos foram classificados desde monzogranitos até granodioritos, e caracterizam texturas porfiríticas com matriz fina a média. São evidentes xenocristais de K-feldspato. A biotita é encontrada na forma de agregados, e também está associada com hornblenda, formando texturas *ocelares* nestes xenocristais.

O dique máfico foi descrito com textura equigranular fina. É composta por plagioclásio (40-50 %), o K-feldspato (25-35 %) que não apresenta maclas, a biotita (15-20 %) que está inclusa principalmente no quartzo e tem inclusões de opacos, além de estar disposto nos interstícios, o quartzo (10 %) tem formas globulares e quando encontrado nos interstícios tem formas anédricas.

O Granito Encruzilhada fácies porfirítica, foi classificado como monzogranito e sienogranito. É predominantemente isótropo e evidencia textura porfirítica. A granulometria varia desde as porções interiores para as porções de bordo.

O K-feldspato (36-52 %) é encontrado como megacristal de cor rosa e branca, nas formas euédricas a subédricas e os seus tamanhos variam entre 20 a 50 mm. Por vezes apresenta formas arredondadas. Predomina a composição do microclínio, com dupla macla albita-periclina. A zonação marca a alternância de níveis de crescimento concêntricos. Apresenta lamelas de exsoluções de albitas (pertitas), na forma de filetes e vênulas. Exibe inclusões de biotita, quartzo e plagioclásio (textura poiquilítica). Nos bordos são formados mantos de plagioclásios (textura *rapakivi*). No contato entre o K-feldspato e o plagioclásio da matriz ocorre intercrescimento gráfico mirmequítico de quartzo e albita.

O plagioclásio (20-35 %) é encontrado como fenocristal de cor branca, nas formas subédricas a euédricas e os seus tamanhos variam entre 10 e 20 mm. Por vezes exibem zonações com diferentes tons de branco, que marcam as alternâncias dos níveis de crescimentos. Na matriz é encontrado nas formas subédricas, está incluso principalmente no K-feldspato, também forma mantos de sobrecrescimentos nos K-feldspatos (textura *rapakivi*) e ainda ocorre nos intercrescimentos gráficos com K-feldspato.

O quartzo (24-41 %) é encontrado nas formas euédricas e subédricas, e geralmente está arredondado. Quando são fenocristais, os seus tamanhos variam

entre 10 e 20 mm, exibindo fraca extinção ondulante. Apresentam microfraturamentos que estão preenchidos por minerais intersticiais. Estão orlados por máficos, constituindo textura *ocelar*. Também são encontrados como inclusões de formas subédricas até arredondadas nos megacristais de feldspatos, e nos mirmequitos. Outra forma da sua ocorrência é nos interstícios cristalinos.

A biotita (4-7 %) é encontrada nas formas euédricas e subédricas, pseudo-hexagonais nas seções basais e os seus tamanhos variam entre 2 e 5 mm. Está inclusa nos megacristais de K-feldspato. Também ocorrem concentradas em níveis ou nódulos. Seu pleocroísmo varia de castanho escuro a castanho avermelhado. Exibem inclusões de zircão, opacos e apatita.

A apatita é encontrada nas formas euédricas, como cristais prismáticos e hexagonais nas seções basais, os seus tamanhos são menores do que 0,3 mm. Está inclusa na biotita e noutras fases essenciais. O zircão é encontrado como cristais prismáticos nas formas euédricas e os seus tamanhos são menores do que 0,3 mm. Evidencia zonação e metamictização, está incluso na biotita e nela forma os halos pleocróicos. Os opacos (óxidos de Ti e Fe, provavelmente ilmenitas) são encontrados como cristais prismáticos nas formas subédricas e os seus tamanhos são menores do que 0,5 mm. Estão inclusos principalmente na biotita.

O Granito Encruzilhada textura equigranular média é classificado como sienogranito e monzogranito.

O K-feldspato (38-58 %) nos termos finos a médios é encontrado nas formas subédricas e os seus tamanhos variam entre 2 e 5 mm. Nos termos heterogranulares são encontrados como fenocristais nas formas subédricas e os seus tamanhos variam entre 10 a 30 mm.

O plagioclásio (9-36 %) é encontrado nas formas subédricas e os seus tamanhos são de 5 mm, as maclas polissintéticas são marcadas por finas lamelas. Raramente apresentam zonações dos diferentes níveis de crescimento. A composição predominante é do oligoclásio. Também é encontrado nas formas euédricas a subédricas e os seus tamanhos são menores do que 0,5 mm, inclusos nos fenocristais de ortoclásio (textura poiquilítica), e ainda como mantos de sobrecrescimentos (textura *rapakivi*).

O quartzo (19-40 %) é encontrado nas formas subédricas a anédricas e os seus tamanhos variam entre 1 e 5 mm. Apresentam fraca extinção ondulante. Estão

dispostos como inclusões arredondadas (de tamanhos menores do que 0,5 mm) no anfibólio. Por vezes formam concentrados (textura glomeropórfira). Menos frequentemente são encontrados nos interstícios.

A biotita (2-8 %) é encontrada nas formas subédricas e os seus tamanhos variam entre 0,5 e 1 mm, têm pleocroísmos nas cores castanhas escuras a castanhas claras. Está incluída nos feldspatos. Substitui o anfibólio e o seu pleocroísmo característico é castanho esverdeado. Frequentemente apresentam inclusões de acessórios. Também formam concentrações (*schlierens*).

O anfibólio (4-10 %) é encontrado como cristais prismáticos hexagonais nas seções basais, e com clivagens típicas, as suas formas são subédricas a anédricas e os seus tamanhos variam entre 5 e 10  $\mu\text{m}$ , têm pleocroísmos que variam entre verde escuro, castanho esverdeado a castanho caracterizando a hornblenda. Alguns anfibólios apresentam pleocroísmos verde azulado a verde escuro caracterizando a hastingsita. Ocorrem associados com biotita, titanita, alanita, zircão, apatita e opacos, onde alguns formam inclusões.

A titanita é encontrada como cristais prismáticos nas formas subédricas e os seus tamanhos são menores do que 1 mm, pleocroísmos fracos que variam entre amarelo pálido a amarelo acastanhado, exibem inclusões de opacos e zircão. A alanita é encontrada como cristais prismáticos nas formas euédricas a subédricas, com pleocroísmos que variam entre castanho claro a castanho avermelhado, apresentam halos pleocróicos. O zircão é encontrado como cristais prismáticos de seções basais tetragonais, nas formas euédricas, e os seus tamanhos são menores do que 0,3 mm, pelo processo de metamictização resultam halos pleocróicos nos minerais máficos em que estão hospedados. A apatita é encontrada como cristais hexagonais com seções basais, e como cristais prismáticos, por vezes exibem as suas arestas arredondadas, está incluída no anfibólio e biotita. Os opacos (ilmenitas) são encontrados como cristais prismáticos nas formas subédricas e os seus tamanhos são menores do que 0,5 mm, inclusos no anfibólio, biotita e titanita.

### **3.2.3. Folha Várzea do Capivarita**

Nos enclaves microgranulares máficos, classificados como quartzo-dioritos, a textura principal é porfírica fina (0,5 mm, figura 19 A). Apresentam

microfenocristais, com tamanho médio entre 3 mm, de plagioclásio (teor  $An_{26}$ , andesina), biotita e piroxênio (augita). Subordinadamente ocorre intercrescimentos do tipo mimerquita (0,06 mm), marcando interação do plagioclásio com K-feldspato e quartzo no contato. Quartzo *ocelar* com coroa de piroxênios (figura 19 B).

A matriz com textura granular fina (0,3-0,5 mm), é composta por quartzo (7 %) de formas anédricas, plagioclásio e subordinadamente K-feldspato (4 %). A biotita (7 %) é amebóide e o seu tamanho varia entre 0,2 a 1,5 mm, tem pleocroísmo castanho claro, evidencia contatos crenulados pela matriz. Também é encontrada como produto de substituição do anfibólio. O anfibólio (2 %) é encontrado nas formas euédricas e subédricas, com pleocroísmo verde amarelado (hornblenda). Por vezes forma concentrações. A augita (8 %) é encontrada nas formas subédricas a anédricas e os seus tamanhos variam entre 0,6 a 0,8 mm. Localmente apresenta uralitização (transformação para hornblenda, figura 19 C). O plagioclásio é encontrado como fenocristal de formas euédricas a subédricas e os seus tamanhos variam entre 1,3 a 1,5 mm. Apresenta sericitização no núcleo, e nas suas bordas são formadas por plagioclásio tardio, estando descontínuas e menos alteradas (figura 19 D). Os contatos com a matriz são crenulados. Por vezes formam aglomerados, resultando na textura tipo *synneusis*. Em diversos plagioclásios da matriz ocorrem inúmeras inclusões de apatita, que variam de prismáticas até aciculares, indicando um rápido resfriamento (entre 1 %) (figura 19 E). Os fenocristais e cristais da matriz representam 68 %. A titanita é encontrada nas formas subédricas a anédricas e os seus tamanhos variam entre 0,2 e 0,5 mm, com pleocroísmo castanho alaranjado a amarelo acastanhado. Está associada com máficos. Os opacos (menos do que 2 %) estão disseminados, e têm o hábito macrocristalino a blocoso. O zircão é encontrado como acessório (menos do que 1 %) e está incluso nos anfibólios, biotitas e plagioclásios. Os minerais secundários são de calcita que preenchem as fraturas, e a mica branca como produto da alteração dos feldspatos.



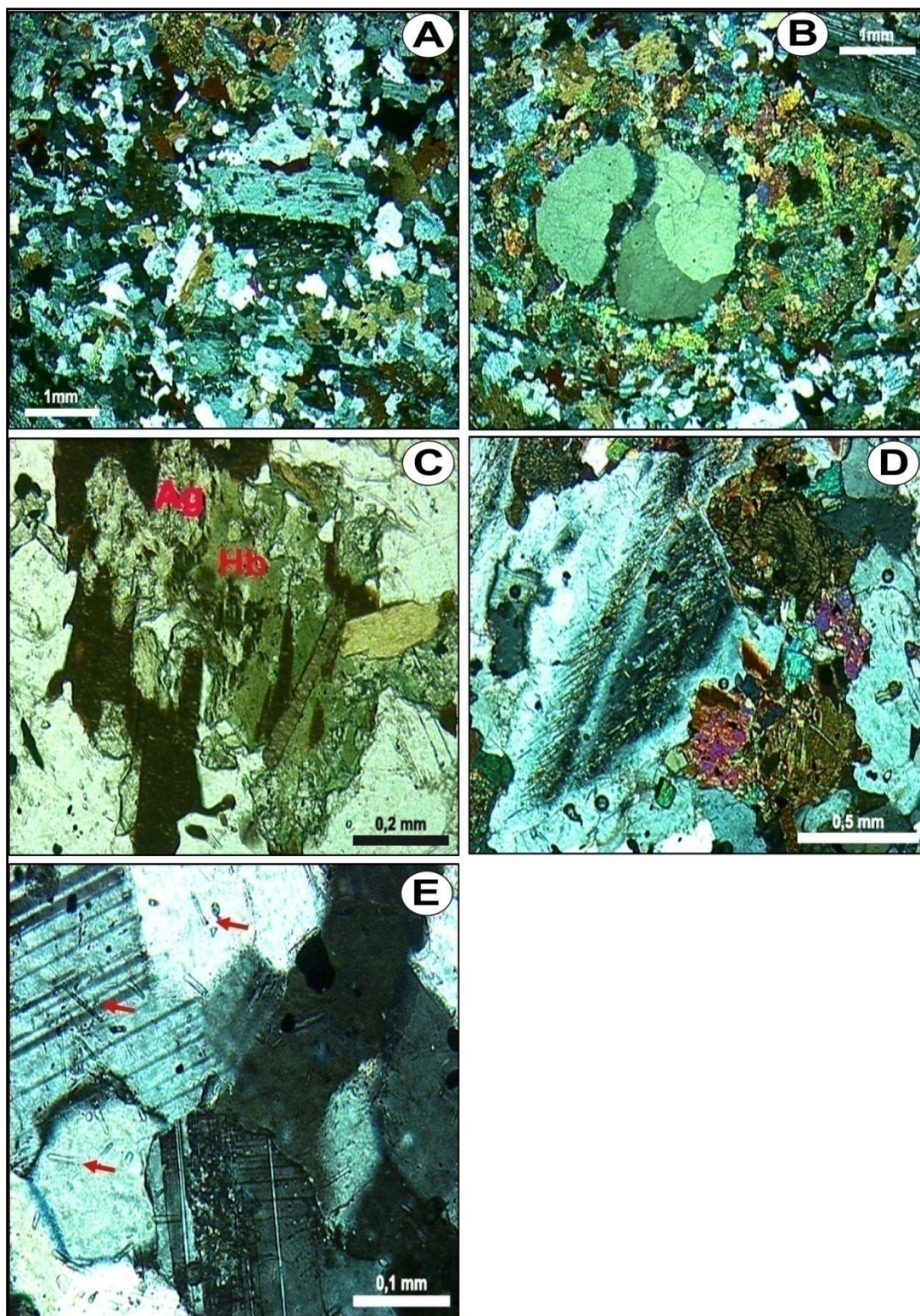


Figura 19: Fotomicrografias: **A)** textura porfirítica fina, microfenocristais de plagioclásio e matriz granular de plagioclásio, quartzo, biotita e K-feldspato. Polarizadores cruzados (XP). **B)** textura de quartzo *ocelar*, com bordas de piroxênio (augita), indício da mistura de magmas. Polarizadores cruzados (XP). **C)** augita (Ag) que localizadamente sofre uralitização (transformação para hornblenda-Hb), evidência da interação com líquidos tardi-magmáticos, que desestabilizam a estrutura dos piroxênios e os hidrata. Polarizadores descruzados (//P). **D)** núcleo de plagioclásio sericitizado, e bordas com plagioclásio tardio, anédrico e pouco alterado (composição mais sódica), evidencia desestabilização dos

fenocristais devido à mistura de magmas. XP. **E**) inclusões de apatita acicular a prismática (setas vermelhas), evidência da composição alcalina do magma, rico em P (fósforo). XP.

No enclave microgranular máfico, descrito como diorito, a principal textura é equigranular fina. Composto por plagioclásio (50-60 %) como cristais prismáticos e alongados (ripiformes) as suas formas são euédricas a subédricas e os seus tamanhos são de até 2 mm. O teor dos plagioclásios é característico do An<sub>34</sub>, apresentam zonações dos diferentes níveis de crescimento, as suas maclas são descontínuas, e também ocorre formação de sub-grãos. A biotita (15-20 %) é encontrada nas formas anédricas, e tem disposição intersticial. Eventualmente inclui plagioclásio. O clinopiroxênio e anfibólio (10-15 %) com predomínio do anfibólio. O clinopiroxênio é encontrado nas formas subédricas e comumente está envolto por anfibólios. O anfibólio é encontrado nas formas subédricas, é incolor, e tem elevada birrefringência. Localmente (nas suas bordas) está substituído por clorita verde. Forma agregados ou ocorre disperso. O K-feldspato (menos de 1 %) tem composição predominante do microclínio, é encontrado com tamanhos entre 2 mm, apresenta macla do tipo xadrez, e textura mirmequítica no contato com plagioclásio. O quartzo (5%) é encontrado nas formas anédricas, está disposto nos interstícios. A apatita (3 %) é encontrada nas formas euédricas e está inclusa principalmente nas fases máficas. Os minerais acessórios são constituídos principalmente pelos opacos (figura 20).



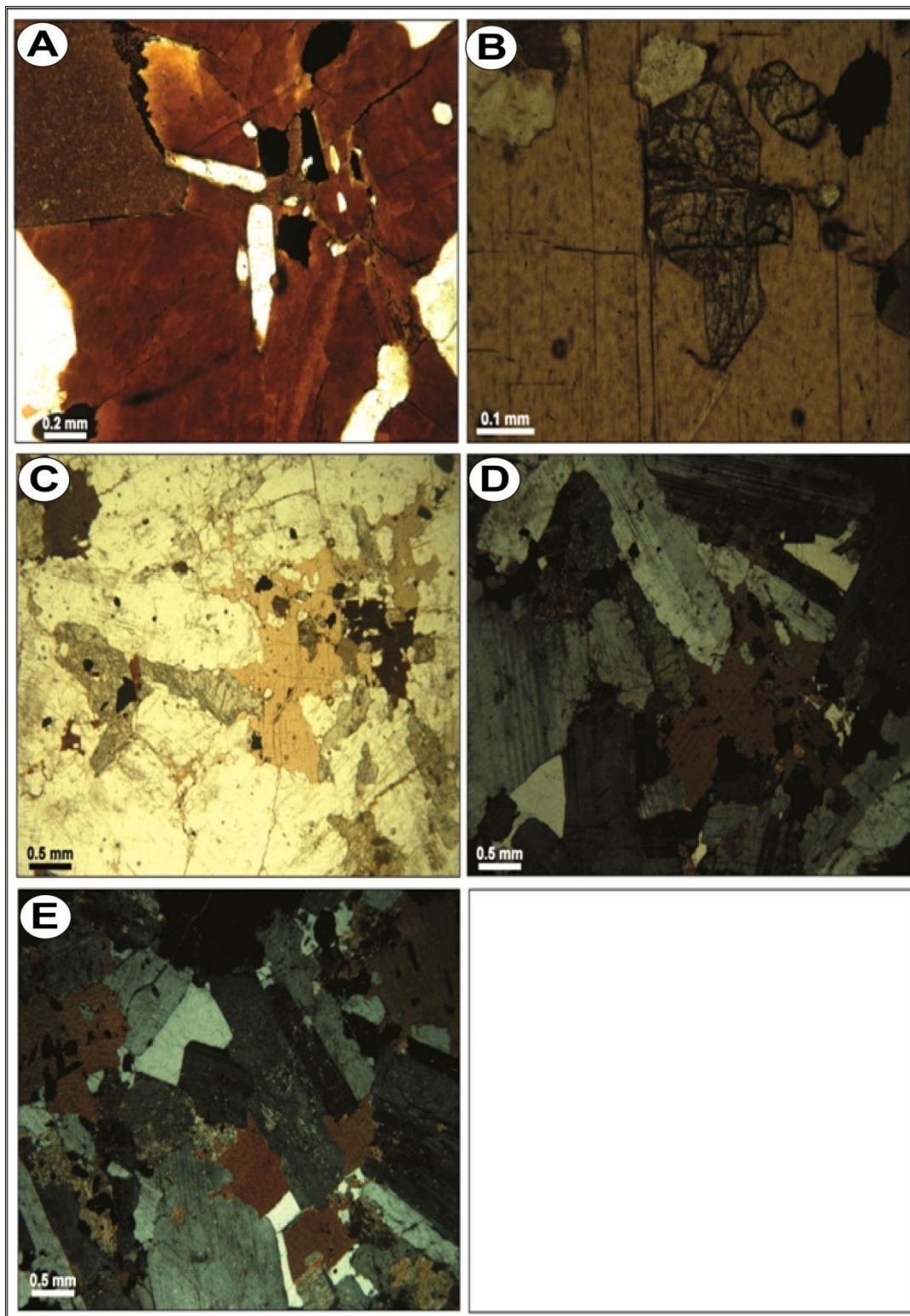


Figura 20: Fotomicrografias: **A)** concentração de apatitas e opacos na biotita. **B)** clinopiroxênio incluído em biotita. **C)** visão geral do detalhe de **(B)**, trama maciça, variedade de máficos, no centro biotita com inclusão de clinopiroxênio, à esquerda anfíbólio, à direita opaco anédrico. **D)** mesma região com luz polarizada, destacando plagioclásios subédricos, sem orientação preferencial. **E)** quartzo (anguloso) intersticial no centro superior esquerdo, no centro inferior, outros menores. Fonte UFRGS, 2011-faixa VII.

No enclave microgranular máfico descrito como titanita-diorito, ocorre um aumento no teor de hornblenda, de clinopiroxênio (incolor à luz natural, com maior relevo) e de titanita.

O plagioclásio (50-60 %) é encontrado nas formas euédricas a subédricas, exibe zonações características dos diferentes níveis de crescimento, as suas maclas são em forma de cunha, e exibem inclusões de apatitas. A biotita (5 %) é encontrada com distribuição heterogênea, e pode ocorrer concentrada em agregados. O anfibólio (hornblenda) (15-20 %) é encontrado na cor verde, inclui a titanita e apatita, também está substituindo os clinopiroxênios. O clinopiroxênio (5 %) é encontrado nas formas subédricas, e formam agregados. A titanita (5 %) está circundando os minerais opacos, e assumindo inclusive suas formas. O quartzo (2 %) é encontrado nas formas anédricas, e está associado com biotita. O K-feldspato é encontrado raramente. A alanita é encontrada em quantidades acessórias (figura 21).

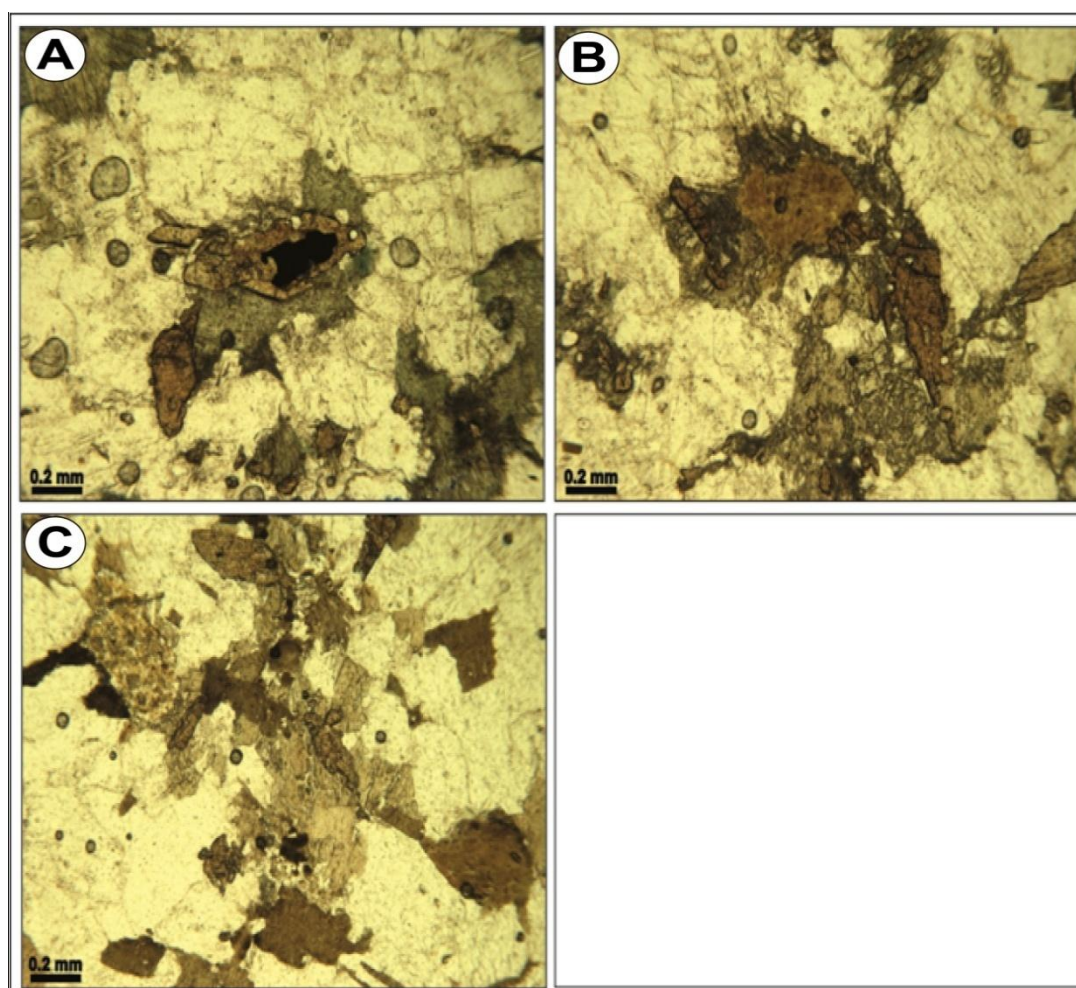


Figura 21: Fotomicrografias: **A)** titanita orlando opaco, envolta por hornblenda. **B)** alanita (no centro, amarela) envolta por titanita e anfibólio alterado (cinza, com aspecto encardido). **C)** aspecto geral da rocha, presença de anfibólio (cinza, alterado), biotita

(marrom), titanita (rosa claro, de alto relevo), alanita (porção superior esquerda, alterada) e félsicos. Fonte UFRGS, 2011- faixa VII.

Os dioritos são descritos com textura principal equigranular fina a média (1-3 mm), e subordinadamente a textura porfirítica, com fenocristais de feldspatos e quartzo de tamanhos que variam entre 5 e 10 mm. São classificados como quartzo-monozodioritos, até quartzo-monzonitos, a partir do aumento dos félsicos.

O plagioclásio (50-60 %) na matriz é encontrado nas formas subédricas e os seus tamanhos variam entre 0,5 e 2 mm, exibem inclusões de biotita. Têm raras microfraturas com forma conchoidal, e um leve encurvamento nos planos da macla polissintética. A sua composição varia de oligoclásio a andesina. Os cristais com tamanhos menores do que 0,5 mm estão inclusos no K-feldspato.

O K-feldspato (10-20 %) é encontrado como fenocristais com formas subédricas e os seus tamanhos variam entre 3 e 8 mm. Frequentemente apresentam os seus bordos arredondados. Exibem maclas do tipo Carlsbad, e não têm pertitas, nem mantos de plagioclásio.

O quartzo (10-15 %) é encontrado desde as formas globulares até cristais hexagonais nas seções basais, os seus tamanhos variam entre 0,2 e 0,4 mm. Estão dispostos como agregados. Exibem inclusões de zircão. Alguns estão fraturados e têm extinções ondulantes, também formam sub-grãos equidimensionais. Estão dispostos como microcristais nos interstícios.

O anfibólio (5-10 %) é encontrado como cristais prismáticos de formas subédricas a euédricas e os seus tamanhos variam entre 0,3 e 0,8mm. Exibe cor verde escura (hornblenda). Associado com minerais máficos como a biotita. Também disposto de modo intersticial. Sua alteração forma clorita.

A biotita (5-10 %) é encontrada nas formas subédricas e anédricas e os seus tamanhos variam entre 0,2 a 1,5 mm. Exibem cor castanha escura, e o pleocroísmo varia de castanho claro a escuro. Também está disposta nos interstícios. Como inclusões nos plagioclásios, e as suas alterações formam cloritas.

A titanita é encontrada nas formas subédricas e anédricas e os seus tamanhos variam entre 0,2 e 0,5 mm. Geralmente está associada com anfibólio e biotita, podendo inclusive ser originada a partir destes. A apatita é encontrada como cristais prismáticos, com seções basais hexagonais e formas euédricas, os seus tamanhos variam entre 0,01 e 0,04 mm, está incluída principalmente nos minerais

máficos. O zircão é encontrado como microcristalino prismático de formas euédricas e os seus tamanhos variam entre 0,01 e 0,04 mm, está incluso principalmente no quartzo, biotita e K-feldspato, formando halos pleocróicos. O esfeno é encontrado como cristais hexagonais nas seções basais, de formas euédricas a subédricas e os seus tamanhos variam entre 0,01 e 0,04 mm, está incluso na biotita e plagioclásio. Os minerais opacos (ilmenitas) são encontrados como cristais prismáticos de formas subédricas, e estão inclusos nos minerais máficos.

As faixas transicionais de rochas híbridas caracterizam composição intermediária, e são classificadas desde monzo-granitos até granodioritos.

O termo monzogranítico foi descrito com textura principal equigranular fina (0,5-1 mm), até porfírica fina a média (0,5-2 mm) com fenocristais de K-feldspato, plagioclásio. Ocorrem intercrescimentos do tipo mimerquita, e minerais secundários de calcita que preenchem as fraturas, mais a mica branca como produto de alteração do feldspato.

O K-feldspato (40 %) é encontrado nas formas subédricas, tem a dupla macla albita-periclina e/ou macla Carlsbad. O plagioclásio (30 %) é encontrado como cristais tabulares, ripiformes, com formas euédricas a subédricas e os seus tamanhos variam entre 0,5 e 1 mm, exibem maclas polissintéticas, e as zonações que evidenciam pulsos magmáticos pelas injeções dos magmas básicos. O quartzo (20 %) é encontrado nas formas subédricas a anédricas e os seus tamanhos variam entre 0,4 e 1 mm, com fraca extinção ondulante. Também estão dispostos como microcristais intersticiais. O teor de máfico varia entre 10-15 %. A biotita é encontrada nas formas euédricas a subédricas e os seus tamanhos variam entre 0,3 e 0,7 mm, têm pleocroísmos que variam nas cores castanhas avermelhadas até castanhas claras, e quando estão alteradas para cloritas variam de verde escuras até verde claras, e ainda quando alteradas para moscovitas são incolores. Frequentemente exhibe inclusões de zircão, opacos e apatitas. As lamelas de biotita aparentam deformações. O anfibólio (hornblenda) é encontrado como cristais prismáticos de formas subédricas a anédricas e os seus tamanhos variam entre 0,5 e 0,8 mm. Apresentam clivagens em duas direções, o pleocroísmo varia de verde claro até verde acastanhado. Está geralmente associado com biotita, esfeno, alanita. Apresenta inclusões de acessórios como zircão e apatita. Os intercrescimentos de quartzo com anfibólio caracterizam as texturas gráficas ou simplectíticas. O



clinopiroxênio é encontrado raramente, as suas formas são subédricas e os seus tamanhos são de 0,5 mm. Estão se alterando para anfibólio. A titanita é encontrada nas formas subédricas a anédricas e os seus tamanhos variam entre 0,2 e 0,5 mm, está associada com anfibólio e biotita, podendo inclusive ser originada a partir destes (figura 22 A e B). A alanita é encontrada como cristais prismáticos e alongados as suas formas são subédricas, tem fraco pleocroísmo que varia nas cores castanho claro até castanho avermelhado. Produz halos pleocróicos em seus hospedeiros pela metamictização. O zircão é encontrado como microcristalino prismático de seções basais tetragonais, as suas formas são euédricas e os seus tamanhos menores do que 0,2 mm. Em seus hospedeiros (principalmente a biotita) causa halos pleocróicos pela metamictização. O esfeno é encontrado como cristais prismáticos, têm fracos pleocroísmos que variam nas cores amarelas até acastanhadas. A apatita é encontrada como cristais prismáticos e alongados e formas euédricas, os seus tamanhos são menores do que 0,2 mm, inclusa nos minerais máficos. Os opacos (ilmenita) são encontrados como cristais prismáticos, nas formas subédricas e também nas formas esqueléticas, os seus tamanhos são menores do que 0,7 mm, inclusos na biotita ou esfeno.

O termo granodiorítico foi descrito com textura porfirítica, fenocristais de K-feldspato e plagioclásio, numa matriz equigranular fina a média, constituída de biotita e hornblenda (em agregados), quartzo, plagioclásio, K-feldspato, acessórios de zircão, esfeno e apatita acicular, minerais de alteração como clorita.

Também foram evidenciadas texturas como *rapakivi*, poiquilítica e mirmequítica.

O K-feldspato é encontrado como fenocristais de formas euédricas a subédricas e os seus tamanhos são de até 13 mm. Frequentemente apresentam zonações que caracterizam os diferentes níveis de crescimento. Exibem lamelas de exsolução de albita (perititas) nas formas de filetes e vênulas. Têm inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda, caracterizando textura poiquilítica. No contato com o plagioclásio (albita), e quartzo (ou nas bordas dos fenocristais) exibem recristalizações e também intercrescimentos gráficos mirmequíticos. Alguns fenocristais estão envoltos pelo plagioclásio, caracterizando a textura *rapakivi*. Na matriz, o K-feldspato tem tamanhos médios de 0,5 mm, e apresenta dupla macla albita-periclina e/ou macla simples.

O plagioclásio é encontrado como microfenocristal tabular e ripiforme, nas formas euédricas a subédricas e os seus tamanhos variam entre 0,1 e 0,4 mm. Exibem maclas polissintéticas, e zonações características dos níveis de crescimentos. Na matriz é encontrado com tamanhos menores do que 0,1 mm, formando inclusões nos fenocristais de K-feldspato. Também ocorre como intercrescimentos gráficos nos mirmequitos.

O quartzo é encontrado nas formas subédricas e está disposto nos interstícios, ou como inclusões de formas globulares nos fenocristais de K-feldspato e mirmequitos. Exibe a extinção ondulante.

A biotita é encontrada formando agregados lamelares, e têm formas subédricas. Está disposta como inclusões nos fenocristais de K-feldspato. Apresenta pleocroísmos que variam nas cores castanhas escuras até castanhas claras, e quando alterada para clorita pode variar de verde escuro a verde claro (figura 22 C).

O anfibólio é encontrado como cristais prismáticos de formas subédricas a anédricas, apresentam clivagens em duas direções. Exibe pleocroísmos que variam entre verde claro até verde acastanhado. Também forma agregados. Identificou-se dois anfibólios distintos, um na cor verde pálido predominante, a hornblenda, com tamanhos que variam entre 1 e 1,6 mm, e o outro de cristalização tardia, com tons de verde garrafa, e situado nas bordas da hornblenda (actinolita). Frequentemente os anfibólios estão associados ou reagindo com as biotitas (figura 22 D).

O zircão é encontrado como cristais prismáticos com as seções basais tetragonais, e as suas formas são euédricas, os seus tamanhos variam entre 0,1 e 0,2 mm. Nos seus hospedeiros produzem halos pleocróicos pela metamictização. O esfeno é encontrado como cristais prismáticos, apresentam pleocroísmos fracos nas cores amarelas até acastanhadas, está associado com anfibólio e biotita. A apatita tem o hábito acicular, e está disposta como inclusões nas fases minerais. Os opacos têm tamanhos menores do que 0,3 mm e estão inclusos na biotita e/ou esfeno.

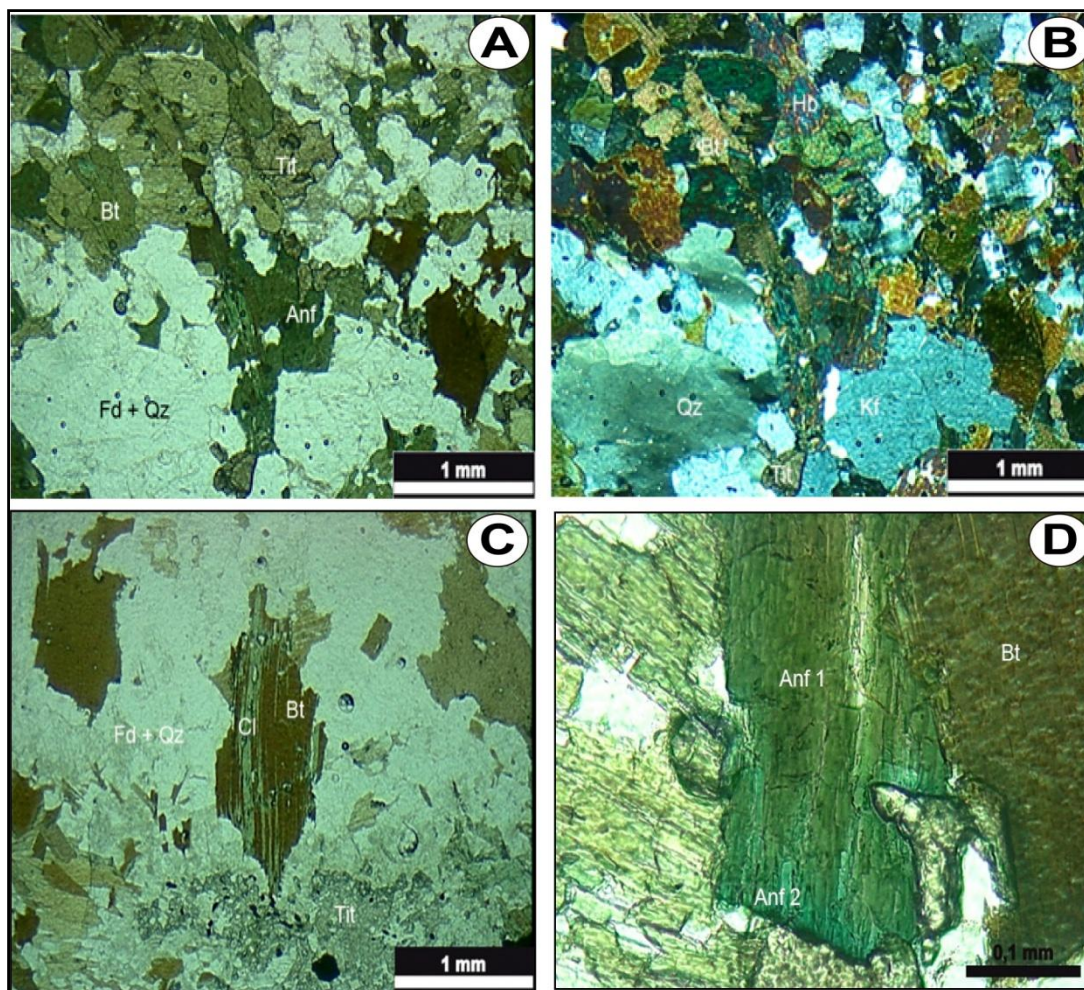


Figura 22: Fotomicrografias: **A)** textura porfírica, detalhando titanita (centro superior da foto - Tit), em luz natural. **B)** detalhando hornblenda associada com titanita (centro superior da foto - Hb), em luz polarizada. **C)** intercrescimento de biotita e clorita (LP). **D)** dois anfíbólios, o Anf 1 é a hornblenda, com anfíbólio de cristalização tardia, o Anf 2 é a actinolita, e está nas bordas, notar associação do anfíbólio com a biotita (LN).

O termo granodiorítico foi descrito com a textura principal equigranular média e estrutura maciça. O plagioclásio (30 %) é encontrado como cristais prismáticos e formas subédricas, exibem macla polissintética irregular e descontínua. Apresenta zonação da extinção em nicóis cruzados. O K-feldspato (25 %) é encontrado como cristais prismáticos e formas subédricas, exibem macla do tipo xadrez, e também a dupla macla característica do microclínio. Apresentam ainda finas perlitas e textura mirmequítica. A biotita (15-20 %) é encontrada como médias lamelas, de pleocroísmo marrom, está inclusa no plagioclásio. O quartzo (20-25 %) tem formas anédricas e está disposto nos interstícios, exibe a extinção ondulante. A calcita é acessória e está disseminada, crescendo principalmente sobre os feldspatos. O



zircão e a apatita (entre 2 %) estão disseminados, ambos estão inclusos nos feldspatos e plagioclásios (figura 23).

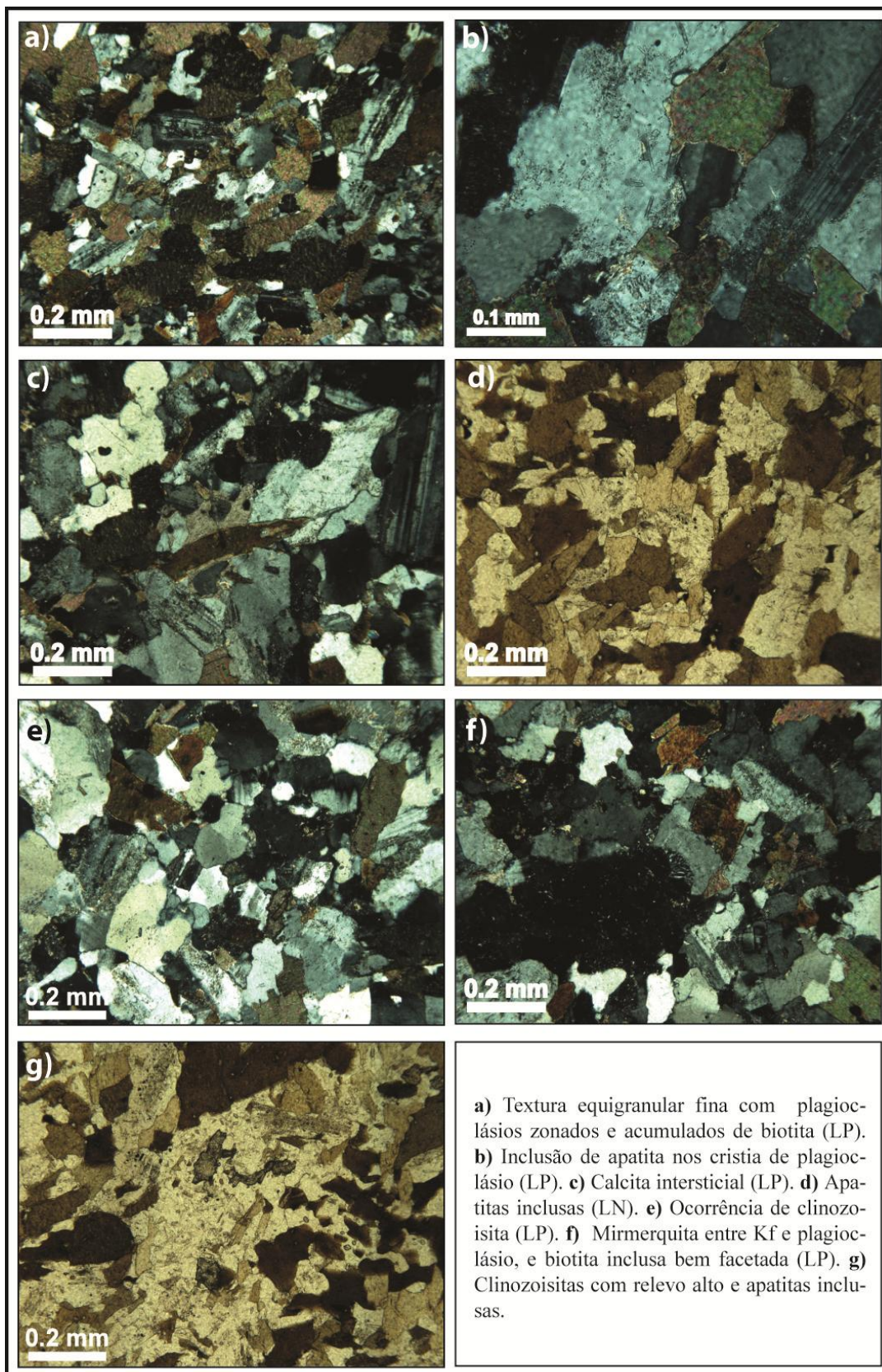


Figura 23: Fotomicrografias da descrição do termo granodiorítico.



O termo que oscila entre a composição do quartzo-diorito (extremo máfico) e do granodiorito foi descrito com a textura principal inequigranular média.

O plagioclásio (30 %) tem formas subédricas a euédricas, exhibe maclas em cunha e *kink bands* (desestabilização química, com margens irregulares e corroídas). Nas bordas de alguns cristais foram evidenciadas inclusões microcristalinas de quartzo. O K-feldspato (10 %) tem formas subédricas, exhibe pertitas, e as maclas do tipo xadrez. O quartzo (20 %) tem formas que variam desde anédricas até globulares, os seus tamanhos são menores do que 1 mm. Foi evidenciada a formação de sub-grãos, tipo tabuleiro de xadrez (caracterização deformacional devido elevada temperatura). A biotita (10-15 %) tem formas subédricas e os seus tamanhos são maiores do que 0,5 mm, com pleocroísmos marrom escuros. O anfibólio (hornblenda) tem cores verdes e ocorre raramente. A titanita (3 %) tem formas subédricas e os seus tamanhos são maiores do que 0,5 mm, eventualmente se encontram orlando os opacos. O zircão e a apatita são as fases acessórias. Foi observada a evidência de uma gradação crescente na proporção de biotita e titanita em relação ao aumento no teor de máficos (região composta pelo quartzo-diorito).

O Granito Encruzilhada fácies porfírica, é caracterizado por biotita monzogranito. A principal textura é porfírica, com fenocristais de feldspatos alcalinos, os seus tamanhos variam entre 5 e 20 mm. A matriz é equigranular hipidiomórfica média (1-3 mm). O quartzo se encontra desde formas facetadas até arredondadas. A proporção fenocristais-matriz é amplamente variável. Nas amostras associadas com as rochas máficas os anfibólios são encontrados como cristais prismáticos e alongados, e estão associados a biotitas.

O K-feldspato (40 %) é encontrado como fenocristais nas formas euédricas e subédricas e os seus tamanhos variam entre 10 e 20 mm, a composição predominante é do ortoclásio. Exhibem maclas do tipo Carlsbad, pertitas nas formas venulares e em filetes. Aqueles de composições de microclínios apresentam dupla macla albita-periclina. Exhibem microfraturamentos e também inclusões de plagioclásio, quartzo, biotita e acessórias com tamanhos menores do que 0,2 mm.

O quartzo (30 %) tem formas subédricas e anédricas, é encontrado na matriz com tamanhos que variam entre 0,5 e 2,5 mm. Exhibe extinção ondulante, e

microfaturamentos. Também está disposto com tamanhos menores e com as formas arredondadas, estando incluso nos fenocristais de K-feldspato.

O plagioclásio (20 %) é encontrado como fenocristais de formas subédricas e euédricas, os seus tamanhos variam entre 5 e 10 mm. Apresenta zonações normais marcadas pelos pulsos de composições cálcicas. A composição varia entre oligoclásio a andesina ( $An_{27}$  a  $An_{38}$ ).

A biotita (10 %) é encontrada com as formas subédricas, os seus tamanhos são menores do que 1 mm. Exibem pleocroísmos que variam de castanhos avermelhados até castanhos claros. Apresentam inclusões de acessórios com tamanhos menores do que 0,2 mm, como o zircão que produz halos pleocróicos. Frequentemente está alinhada e contorna os demais minerais, marcando foliação de forma. Também disposta como agregados ou nódulos.

A alanita é encontrada como cristais prismáticos de formas subédricas, os seus tamanhos variam entre 0,5 e 1 mm. Comumente está metamictizada, resultando em halos pleocróicos e fraturamento dos minerais vizinhos. A apatita é encontrada como cristais prismáticos, os seus tamanhos são menores do que 0,2 mm, e está inclusa na biotita, quartzo e feldspatos. O zircão é encontrado como microcristalino, os seus tamanhos são menores do que 0,1 mm. Está metamictizado e incluso principalmente na biotita, produzindo halos pleocróicos. Os opacos (óxidos de ferro) têm formas euédricas a subédricas, os seus tamanhos são menores do que 0,5 mm, e estão inclusos principalmente na biotita.

Foi descrito a interação entre o termo básico e líquidos finais do granito. A principal textura é inequigranular média, e o teor de máficos varia entre 6 %. A injeção do leucogranito é caracterizada pela textura fina, formando bordas irregulares com os contatos interlobados. Nesta composição também ocorre uma mudança abrupta da granulometria.

A porção de granulometria média consiste de plagioclásio (45 %) com formas subédricas a anédricas, os seus tamanhos são maiores do que 2 mm. Apresentam a macla da albita, e a suas zonações são ressaltadas pelas alterações do núcleo. O K-feldspato (30 %) tem formas anédricas, o predomínio é de microclínio, apresentam pertitas, e a textura poiquilítica está evidenciada pela inclusão de biotita. Nos seus contatos com o plagioclásio, e nos intercrescimentos com o quartzo caracterizam a textura mirmequítica. O quartzo (20 %) tem formas que variam desde euédricas a

subédricas e também globulares, os seus tamanhos são maiores do que 2 mm, ocorre a formação de sub-grãos. A biotita (6 %) é encontrada tanto dispersa, como em agregados, e está incluída noutras fases minerais. Alterada para clorita de cor azul. Disposta nos interstícios, principalmente entre os feldspatos. A apatita é encontrada como mineral acessório e está incluída noutras fases minerais.

Na porção fina, são encontrados microfenocristais de plagioclásio e K-feldspato (com pertitas), os seus tamanhos são de até 1,5 mm. No contato entre os microfenocristais ocorre o intercrescimento de quartzo, evidenciando a textura mirmequítica. A biotita (3 %) se encontra disseminada. O quartzo tem formas euédricas e os seus tamanhos são de até 0,1 mm.

O Granito Encruzilhada fácies equigranular, foi descrito como biotita sienogranito.

Composto por K-feldspato de formas euédricas a subédricas, os seus tamanhos variam entre 1,5 e 3 cm, está maclado, e frequentemente apresenta pertitas na forma de filetes e vênulas. Caracteriza a textura poiquilítica pela inclusão de biotita, quartzo e plagioclásio, e também a textura *rapakivi* formada pelos sobrecrescimentos de plagioclásios. O quartzo tem formas que variam desde euédricas até facetadas. O plagioclásio é encontrado como cristais ripiformes com formas euédricas e de cor esbranquiçada, geralmente apresenta maclas difusas. A biotita tem formas subédricas, e está disseminada ou na forma de agregados. O anfibólio (hornblenda) tem formas subédricas a anédricas, e geralmente associado à biotita. Como acessórios são encontrados a apatita, os óxidos de ferro com formas globulares a anédricas, e a mica branca associada à clorita. Na porção fina deste granito equigranular ocorre baixo teor de fenocristais de K-feldspato e plagioclásio, com os seus tamanhos entre 1 e 2 cm.

### **3.3. Resultados Geoquímicos**

Nesse capítulo são apresentados os resultados das análises geoquímicas de rocha total (porcentagem em óxidos e ppm). No presente trabalho são apresentadas 25 análises geoquímicas inéditas de amostras de enclaves microgranulares máficos e rochas híbridas da 1ª e 2ª área estudada. Para ampliar a discussão foram compilados os dados geoquímicos disponíveis nos trabalhos de Vasquez (1997).

Foram 32 análises do Granito Encruzilhada do Sul, referentes à 2ª área estudada (15 da fácies porfirítica, 8 da fácies equigranular e 7 dos enclaves microgranulares máficos e das rochas híbridas associadas), 8 análises do Granito Pinheiros, também na 2ª área estudada. Aquelas relativas à 3ª área estudada são representadas pelo Granito Pitangueiras (9 análises do granito e 13 análises dos enclaves microgranulares máficos e rochas híbridas associadas).

A análise dos resultados objetivou a classificação das rochas, a avaliação das séries magmáticas através da assinatura geoquímica, uma avaliação nos processos de diferenciação dos elementos maiores e menores, o comportamento dos elementos traços e terras raras, e uma análise do ambiente geotectônico de formação da Suíte Encruzilhada do Sul.

Tabela 01: Análises químicas inéditas das amostras estudadas (1ª e 2ª áreas estudadas). Elementos maiores expressos em percentual de óxidos (% de peso). LOI – perda por ignição.

	MJ 01A	MJ 01B	MJ 01D	MJ 01E	MJ 02B	MJ 03A	MJ 04A	MJ 04B	MJ 04C	MJ 04D	MJ 04E	MJ 05A	MJ05B	MJ 06A	MJ07A	MJ 07B	MJ 08A	MJ 08B	MJ 09A	MJ 10A	MJ 10B	MJ 10C	MJ 12A
<b>SiO<sub>2</sub></b>	65,79	66,98	51,98	67,10	71,04	43,84	52,34	68,17	65,45	51,37	67,48	66,79	60,42	60,33	52,69	53,48	58,52	63,24	73,40	68,65	67,25	71,09	58,33
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,95	14,46	16,43	14,41	13,36	14,57	16,11	14,48	14,95	16,42	14,84	13,93	14,51	15,14	16,27	15,21	16,00	15,24	12,87	14,17	14,27	13,82	15,84
<b>FeO</b>	6,53	6,02	12,28	5,37	3,94	14,83	10,56	4,78	6,19	10,08	5,16	5,84	8,65	6,64	9,65	11,06	8,49	6,53	3,20	5,19	5,60	3,71	8,35
<b>MnO</b>	0,08	0,07	0,25	0,07	0,05	0,25	0,17	0,05	0,07	0,16	0,07	0,08	0,13	0,11	0,15	0,16	0,13	0,15	0,04	0,07	0,07	0,05	0,13
<b>MgO</b>	1,27	1,01	1,97	1,03	0,60	5,35	3,42	1,09	1,68	4,75	0,91	0,97	1,61	3,16	6,61	3,97	1,89	1,44	0,28	0,74	1,10	0,27	2,30
<b>CaO</b>	2,61	2,29	3,01	2,26	1,51	8,80	5,78	2,31	3,10	7,16	2,07	2,55	4,18	4,46	7,57	6,89	3,88	2,61	1,13	1,76	2,36	1,22	4,66
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,14	2,88	4,05	3,07	2,92	2,95	3,35	3,03	3,21	3,60	3,04	3,03	3,21	3,07	2,63	2,96	3,79	3,53	2,97	3,38	3,83	3,15	3,25
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4,09	4,76	3,89	4,65	5,16	1,79	4,39	4,74	3,96	3,05	5,12	4,85	4,24	5,02	1,93	2,81	4,17	4,80	5,28	4,46	3,40	5,61	4,18
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,84	0,73	1,43	0,71	0,48	4,26	2,18	0,71	0,90	1,97	0,72	0,84	1,71	1,11	1,46	2,12	1,44	1,01	0,26	0,47	0,75	0,28	1,54
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,29	0,26	0,97	0,24	0,18	2,22	0,82	0,27	0,32	0,57	0,26	0,27	0,57	0,33	0,47	0,76	0,58	0,43	0,08	0,15	0,24	0,07	0,56
<b>LOI</b>	0,2	0,3	3,4	0,9	0,6	0,8	0,5	0,1	-0,1	0,5	0,1	0,6	0,4	0,4	0,2	0,2	0,7	0,8	0,4	0,8	0,9	0,6	0,4
<b>Total</b>	99,79	99,76	99,63	99,77	99,81	99,60	99,61	99,74	99,73	99,65	99,76	99,75	99,66	99,76	99,67	99,62	99,61	99,73	99,87	99,85	99,80	99,85	99,57

Tabela 02: Análises químicas disponíveis nos trabalhos de Vasquez (1997), enclaves microgranulares máficos e rochas híbridas associadas ao Granito Encruzilhada (MV5-AN9), 2ª área estudada, e também associadas ao Granito Pitangueiras (MV58E-PQCIX87), 3ª área estudada. Elementos maiores expressos em percentual de óxidos (% de peso). LOI – perda por ignição.

	MV 5	MV 6	MV 9	MV 10	MV 11	MV 25	AN 9	MV 58E	PQCII 10	PQCII 197	PQCVII 36	PQCVII 77	PQCIX 74	MV 42	MV 58D	PEDII 181	PQCI 56	PQCII 61	PQCIX 63	PQCIX 87
<b>SiO<sub>2</sub></b>	60,66	60,82	72,15	71,57	72,59	72,64	71,38	61,59	63,10	65,25	63,96	69,40	66,36	61,49	61,59	57,83	63,81	61,44	63,61	61,84
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,68	15,06	12,37	13,02	12,05	12,05	14,04	13,86	14,97	15,57	14,95	14,37	14,15	14,20	14,30	14,73	15,06	15,37	14,73	14,51
<b>FeO</b>	6,48	6,64	2,53	3,03	2,24	2,24	3,26	5,95	5,49	4,81	3,26	3,67	5,33	6,84	6,1	8,02	4,71	6,32	6,38	6,78
<b>MnO</b>	0,15	0,13	0,04	0,05	0,04	0,04	0,06	0,10	0,10	0,03	0,12	0,07	0,11	0,02	0,10	0,13	0,09	0,12	0,12	0,09
<b>MgO</b>	1,57	0,08	0,41	0,32	0,37	0,37	0,41	2,20	1,88	1,49	1,41	1,06	1,42	1,82	2,20	2,82	1,99	1,82	1,49	1,82
<b>CaO</b>	3,78	3,79	1,24	1,29	1,27	1,27	1,32	3,88	3,25	2,63	3,26	2,63	3,22	3,74	3,83	5,08	3,26	3,87	3,23	3,59
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4,72	3,37	4,58	3,77	4,67	4,67	3,77	4,25	3,50	3,37	3,64	3,64	3,37	4,45	4,25	3,95	3,91	3,37	3,24	3,24
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4,70	4,51	4,61	5,07	4,54	4,54	4,90	4,70	4,08	4,25	3,97	4,00	4,17	4,37	4,70	3,22	4,35	4,25	4,40	3,95
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,59	1,60	0,38	0,37	0,36	0,36	0,41	0,40	1,19	0,99	1,34	0,63	1,14	1,39	1,36	1,41	1,45	1,17	1,17	1,32
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,60	0,60	0,11	0,11	0,07	0,07	0,12	0,40	0,43	0,34	0,30	0,16	0,33	0,46	0,40	0,59	0,38	0,55	0,37	0,43
<b>LOI</b>	0,81	0,95	0,65	0,39	0,92	0,92	0,71	0,98	1,39	0,81	0,50	0,77	1,00	0,82	0,98	1,01	1,22	1,35	0,99	1,18
<b>Total</b>	99,23	99,24	99,21	99,02	99,33	99,33	100,60	99,69	99,58	99,92	99,60	100,60	100,80	99,45	99,96	99,19	100,20	100,10	99,95	99,03

Tabela 03: Análises químicas nas amostras estudadas, e disponíveis nos trabalhos de Vasquez (1997), Granito Encruzilhada (fácies porfírica MJ02C-MJ10D e PCAIII15-CM1 e fácies equigranular MV38A-CM2), 2ª área estudada. Elementos maiores expressos em percentual de óxidos (% de peso). LOI – perda por ignição.

	MJ 02C	MJ 10D	PCAIII 15	PCAIV 161	NA 8	PEDII 22	PEDIII 12	PEDIII 35	PEDIII 107	MV 06A	MV 34A	MV 46A	MV 49A	MV 49B	MV 51	MV 56A	CM 1	MV 38A	MV 38C	MV 38D	MV 47A	MV 47B	MV 57A	PQCVII 57	CM 2
<b>SiO<sub>2</sub></b>	71,80	75,01	72,34	73,03	74,44	71,40	71,12	73,05	70,57	72,98	70,66	73,45	71,15	72,09	72,51	72,03	72,20	74,46	73,28	74,85	73,80	75,02	72,22	75,67	74,18
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,43	11,83	13,09	12,17	13,41	13,19	13,39	12,64	13,81	12,44	13,06	12,00	12,76	11,59	12,64	13,04	12,80	10,78	11,34	11,38	11,36	12,08	12,76	12,38	11,72
<b>FeO</b>	3,82	3,57	2,71	2,33	1,74	3,07	2,36	1,95	2,45	2,29	2,56	2,17	2,47	2,58	2,10	2,31	2,46	2,06	2,67	2,04	2,43	1,23	3,37	2,49	2,49
<b>MnO</b>	0,06	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04	0,03	0,05	0,02	0,05	0,02	0,06	0,04	0,04
<b>MgO</b>	0,39	0,18	0,26	0,22	0,07	0,35	0,28	0,18	0,28	0,29	0,37	0,29	0,37	0,38	0,29	0,19	0,27	0,12	0,08	0,08	0,12	0,12	0,32	0,03	0,12
<b>CaO</b>	1,37	0,88	1,12	1,15	0,88	1,19	1,33	0,92	1,51	1,27	1,71	1,23	1,48	1,40	1,48	1,15	1,27	1,01	1,05	0,91	1,23	0,88	1,20	0,88	0,96
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,01	2,65	3,64	4,45	3,57	4,04	5,02	3,91	4,18	4,75	4,76	4,75	5,08	4,99	5,17	4,12	4,46	4,63	4,90	4,81	4,72	4,94	3,64	3,50	4,45
<b>K<sub>2</sub>O</b>	5,21	5,35	5,07	4,70	4,89	5,21	4,90	5,40	5,18	3,86	4,43	4,38	4,99	5,05	4,56	5,29	4,85	5,28	4,87	4,66	5,07	4,84	5,11	5,09	4,99
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,34	0,21	0,27	0,22	0,12	0,35	0,29	0,23	0,32	0,45	0,39	0,26	0,33	0,37	0,29	0,23	0,29	0,23	0,22	0,13	0,26	0,10	0,39	0,22	0,22
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,11	0,05	0,08	0,06	0,03	0,11	0,09	0,08	0,11	0,05	0,11	0,08	0,06	0,08	0,03	0,06	0,07			0,01	0,01		0,12	0,02	0,04
<b>LOI</b>	0,3	0,1	0,48	0,61	0,55	0,54	0,44	0,53	0,45	0,69	0,94	0,63	0,79	0,69	0,64	0,88	0,64	0,92	0,80	0,55	0,55	0,43	0,34	0,65	0,61
<b>Total</b>	99,87	99,88	99,19	99,21	99,82	99,81	99,53	99,14	99,06	99,34	99,19	99,35	99,55	99,30	99,84	99,94	99,50	99,57	99,44	99,47	99,35	99,66	99,75	100,90	99,89



Tabela 04: Análises químicas disponíveis nos trabalhos de Vasquez (1997), Granito Pinheiros (MV2-CM3), 2ª área estudada e do Granito Pitangueiras (MV48A-CM4MP), 3ª área estudada. Elementos maiores expressos em percentual de óxidos (% de peso). LOI – perda por ignição.

	MV 48A	MV 58ª	MV 58C	PED I23	PED I25	PED II94	PQC II09	PQC II199	CM4 MP	MV 2	MV 28	PCA III10	PCA III11	PCA IV166	PCA IV167	AN 5	CM 3
<b>SiO<sub>2</sub></b>	68,20	68,85	69,47	72,27	71,88	69,94	70,49	71,49	70,32	76,27	75,94	76,13	76,11	75,72	75,05	76,68	75,99
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,35	13,27	13,15	13,10	13,02	13,07	14,05	14,13	13,39	11,36	11,46	13,44	13,24	13,44	14,23	12,93	12,81
<b>FeO</b>	3,40	3,31	3,54	2,59	2,21	3,64	3,27	2,69	3,23	0,88	1,54	1,44	1,25	1,01	0,78	1,43	1,39
<b>MnO</b>	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,03	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>MgO</b>	0,66	0,60	0,53	0,26	0,31	0,41	0,50	0,28	0,44	0,08	0,08	0,04	0,07	0,03	0,05	0,05	0,06
<b>CaO</b>	1,66	1,58	1,52	1,33	1,10	1,40	1,46	0,92	1,37	0,64	0,91	0,39	0,13	0,42	0,34	0,64	0,50
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4,72	4,56	4,32	4,02	3,86	3,98	3,50	3,24	4,02	4,58	4,54	3,98	2,56	3,91	3,91	3,91	3,91
<b>K<sub>2</sub>O</b>	5,56	5,62	5,71	4,99	5,72	4,89	5,08	5,56	5,39	4,24	4,26	4,34	4,86	4,23	4,53	4,30	4,39
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,54	0,52	0,45	0,33	0,37	0,48	0,39	0,27	0,42	0,10	0,16	0,11	0,09	0,08	0,10	0,07	0,10
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,15	0,14	0,10	0,12	0,09	0,18	0,11	0,09	0,12	0,01		0,01	0,01	0,09	0,12	0,02	0,04
<b>LOI</b>	0,73	0,86	0,54	0,66	0,62	0,95	0,47	0,43	0,66	0,85	0,90	0,60	1,20	0,77	0,19	0,50	0,72
<b>Total</b>	99,32	99,54	99,96	99,96	99,50	99,39	100,34	100,34	99,63	99,53	99,95	100,30	99,94	99,90	100,00	100,70	100,13

Tabela 06: Análises químicas disponíveis nos trabalhos de Vasquez (1997), enclaves microgranulares máficos e rochas híbridas associadas ao Granito Encruzilhada (MV5-AN9), 2ª área estudada, e também associadas ao Granito Pitangueiras (MV58E-PQCIX87), 3ª área estudada. Elementos menores expressos em ppm.

	MV 5	MV 6	MV 9	MV 10	MV 11	MV 25	AN 9	MV 58E	PQC II10	PQC II197	PQC VII36	PQC VII77	PQC IX74	MV 42	MV 58D	PED II181	PQC I56	PQC II61	PQC IX63	PQC IX87
<b>Rb</b>	201	198	380	348	405	397	331	284	266	239	212	194	196	128	175	128	217	150	204	201
<b>Sr</b>	201	265	122	118	93	124	332	205	210	255	255	375	310	404	422	231	360	435	335	335
<b>Zr</b>	246	243	192	155	192	134	223	237	285	285	155	325	388	273	287	273	345	335	360	365

Tabela 05: Análises químicas inéditas das amostras estudadas (1ª e 2ª áreas estudadas). Elementos menores expressos em ppm.

	MJ 01A	MJ 01B	MJ 01D	MJ 01E	MJ 02B	MJ 03A	MJ 04A	MJ 04B	MJ 04C	MJ 04D	MJ 04E	MJ 05A	MJ 05B	MJ 06A	MJ 07A	MJ 07B	MJ 08A	MJ 08B	MJ 09A	MJ 10A	MJ 10B	MJ 10C	MJ 12A
<b>Rb</b>	232,8	254,1	89,7	243,8	307,9	57,3	194,0	158,7	153,6	135,5	202,3	201,5	139,7	239,8	61,4	99,5	272,6	280,5	360,2	389,4	310,9	375,4	153,2
<b>Sr</b>	214,7	234,7	652,7	257,2	177,2	740,2	629,3	377,5	393,0	670,3	236,9	296,4	423,9	308,7	549,8	473,7	333,5	257,0	93,8	107,2	189,9	85,0	478,6
<b>Y</b>	29,6	27,6	34,2	23,1	25,9	36,0	33,3	21,0	30,7	30,8	20,2	29,4	35,3	28,0	26,1	45,0	95,8	42,5	55,6	39,2	41,7	37,7	43,0
<b>Zr</b>	315,2	361,3	450,4	324,8	294,3	166,4	387,7	385,8	315,7	281,3	367,2	393,3	388,9	233,9	216,6	217,4	599,0	334,3	218,6	251,0	295,3	235,1	558,1
<b>Nb</b>	19,8	22,5	65,9	19,2	19,1	29,8	35,8	20,0	21,0	28,1	23,3	24,0	28,1	24,2	16,1	28,9	71,5	26,8	21,2	21,4	23,7	22,9	29,8
<b>Cs</b>	3,4	3,5	2,7	3,0	5,0	7,7	3,4	5,6	4,3	5,3	5,8	6,6	5,3	6,7	1,9	3,9	11,2	5,8	11,3	21,1	14,4	18,7	1,6
<b>Ba</b>	750	979	1181	966	726	709	1292	988	874	900	768	1089	1370	684	762	1361	1316	1040	407	552	714	439	1663
<b>La</b>	71,6	95,4	77,3	84,8	90,8	61,0	68,0	101,7	95,6	49,0	112,7	59,3	87,7	57,6	42,7	65,2	94,0	70,5	76,2	68,6	54,3	88,7	105,5
<b>Ce</b>	136,5	181,2	168,7	170,6	182,4	137,8	145,4	199,0	199,0	107,3	206,9	127,5	182,5	121,7	90,2	146,6	235,4	149,1	162,3	140,2	119,0	173,2	224,8
<b>Pr</b>	14,95	18,41	18,49	16,26	18,67	16,59	16,26	19,56	20,92	12,05	21,38	14,36	19,67	13,11	10,68	17,05	28,71	15,92	17,51	14,38	13,26	19,72	24,27
<b>Nd</b>	57,8	63,7	75,7	58,6	69,2	71,3	59,6	63,8	75,8	45,7	73,5	54,9	70,4	47,5	44,4	71,3	122,4	60,8	61,3	46,5	50,1	69,5	94,3
<b>Sm</b>	9,33	10,00	13,64	8,36	10,16	12,47	10,65	9,66	12,40	8,77	10,29	9,84	11,50	8,98	7,68	13,01	24,96	10,71	11,35	8,84	9,92	11,24	15,59
<b>Eu</b>	0,96	1,13	3,22	1,08	0,97	3,25	2,54	1,42	1,67	2,23	1,28	1,54	2,16	1,38	1,97	2,69	1,99	1,60	0,72	0,58	0,99	0,73	2,45
<b>Gd</b>	7,10	8,29	11,14	6,98	8,33	10,90	9,33	7,82	9,22	7,56	8,31	7,86	10,15	7,32	6,60	11,22	20,38	8,54	9,90	7,51	8,66	9,50	12,22
<b>Tb</b>	1,04	1,08	1,57	0,87	1,06	1,55	1,38	0,96	1,27	1,17	0,87	1,15	1,38	1,11	0,98	1,73	3,44	1,27	1,69	1,16	1,37	1,32	1,78
<b>Dy</b>	5,32	5,27	7,53	4,60	5,59	7,66	8,15	4,57	5,88	6,91	4,01	5,90	7,67	5,67	5,25	9,81	19,67	7,74	9,22	6,70	7,54	6,62	8,27
<b>Ho</b>	1,15	1,15	1,41	0,86	1,08	1,51	1,34	0,91	1,21	1,11	0,67	1,03	1,30	1,14	0,98	1,77	3,85	1,48	1,92	1,41	1,52	1,31	1,81
<b>Er</b>	2,65	2,79	3,62	2,39	2,87	3,72	3,68	2,30	3,42	3,06	1,82	2,89	3,91	2,94	2,73	4,97	10,65	4,22	5,24	3,68	4,62	4,35	4,45
<b>Tm</b>	0,38	0,37	0,53	0,34	0,39	0,46	0,52	0,31	0,41	0,46	0,23	0,48	0,52	0,48	0,40	0,68	1,49	0,72	0,76	0,55	0,67	0,49	0,64
<b>Yb</b>	2,77	2,30	3,77	1,88	2,21	2,96	3,61	1,89	2,44	3,23	2,06	2,88	3,20	2,84	2,57	4,51	9,64	5,05	4,95	3,35	3,95	3,18	3,73
<b>Lu</b>	0,38	0,32	0,47	0,30	0,36	0,42	0,53	0,31	0,33	0,46	0,27	0,41	0,47	0,34	0,42	0,71	1,26	0,71	0,64	0,44	0,61	0,46	0,65
<b>Pb</b>	6,2	6,0	5,3	7,0	8,1	8,6	3,2	5,0	5,9	2,2	6,2	7,4	4,2	5,7	2,2	2,8	8,7	6,1	10,5	12,5	11,7	11,9	8,7
<b>Th</b>	17,2	23,8	8,0	19,0	32,4	5,4	9,5	25,7	21,0	9,0	26,2	17,4	16,6	18,8	6,3	11,1	32,8	39,0	44,1	21,5	20,4	27,1	17,3
<b>U</b>	3,0	4,1	2,4	2,6	9,9	1,1	1,8	2,7	2,1	2,0	3,0	2,9	2,3	2,9	1,0	2,3	9,5	10,8	12,4	12,9	6,5	6,3	2,6



Tabela 08: Análises químicas disponíveis nos trabalhos de Vasquez (1997), Granito Pitangueiras (MV48A-CM4MP), 3ª área estudada. Elementos menores expressos em ppm.

	MV 48A	MV 58A	MV 58C	PED I23	PED I25	PED II94	PQC II09	PQC II199	CM4 MP
Rb	272	350	300	263	307	334	338	390	319
Sr	150	215	181	199	177	140	130	95	161
Y	110	110	96						
Zr	173	279	241	174	202	232	200	130	204
Nb	23	22	18						
Cs	618	831	797	663	619	866	679	334	676
Ba	100,70	110,70	103,10						104,83
La	263,30	245,90	216,50						241,90
Ce									
Pr	80,38	87,47	79,99						82,61
Nd	11,57	12,28	11,35						11,73
Sm	1,12	1,07	1,15						1,11
Eu	6,23	6,14	5,92						6,07
Gd									
Tb	2,99	3,03	3,05						3,02
Dy	0,59	0,55	0,55						0,56
Ho	1,54	1,19	1,18						1,30
Er									
Tm	0,93	0,68	0,68						0,76
Yb	0,17	0,14	0,13						0,15

A observação do conjunto total das amostras das rochas máficas, híbridas e graníticas nos diagramas de Harker para elementos maiores mostra um *trend* retilíneo contínuo do extremo mais básico até o extremo mais ácido. Esta tendência pode ser observada para as relações do CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, TiO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> contra o teor de SiO<sub>2</sub> (figura 24 A, B, C e D; figura 25 C e D). Este comportamento é sugestivo de uma relação de mistura de magmas com dois pólos extremos de composição básica (SiO<sub>2</sub> entre 45 e 55 %) e ácida (entre 66 e 76 %) e uma zona híbrida, onde os teores de SiO<sub>2</sub> variam entre 55 e 65 %. O comportamento do Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O com relação ao teor de SiO<sub>2</sub> é marcado por uma significativa dispersão destes álcalis, entretanto, mostram uma tendência geral de aumento com relação ao aumento do teor de sílica (figura 25 A e B).

Os teores de cálcio se situam entre 6-8 % nos termos básicos, 2-5 % nos termos híbridos, 0,5-2 % nos termos graníticos (figura 24 A). Alumínio entre 15-17 % nos termos básicos, 14-15,5 % nos termos híbridos, 11-14 % nos termos graníticos

(figura 24 B). Ferro entre 10-12,5 % nos termos básicos, 4,5-8 % nos termos híbridos, e 0,5-4 % nos termos graníticos (figura 24 C). Magnésio entre 3,5-5,5 % nos termos básicos, 1-3 % nos termos híbridos, e 0,2-1 % nos termos graníticos (figura 24 D).

Os teores de titânio se situam entre 1,5-2 % nos termos básicos, 0,6-1,7 % nos termos híbridos, e 0,2-0,6 % nos termos graníticos (figura 25 C). Fósforo entre 0,5-1 % nos termos básicos, 0,3-0,7 % nos termos híbridos, e 0,1-0,3 % nos termos graníticos (figura 25 D). Sódio entre 3-5,5 % nos termos graníticos, 3-4,5 % nos termos híbridos, e 2,5-3,5 % nos termos básicos (figura 25 A). Potássio entre 4-6 % nos termos graníticos, 4-5 % nos termos híbridos, e 2,5-4 % nos termos básicos (figura 25 B).

Formas das Simbologias:	
●	Amostras coletadas pela temática (enclaves e híbridas)
○	Amostras de Vasquez - Granito Pitangueiras (granito, enclaves e híbridas)
×	Amostras de Vasquez - Granito Pnheiros
◇	Amostras de Vasquez - Granito Encruzilhada (fácies porfírica)
▣	Amostras de Vasquez - Granito Encruzilhada (fácies equigranular)
✱	Amostras de Vasquez - Granito Encruzilhada (enclaves e híbridas)
Cores nas Simbologias:	
	1º área (região Figueiras)
	2º área (região Cerro Árvore, Passo das Canas, Encruzilhada Sul)
	3º área (região Várzea Capivarita)

Quadro 1: Representação das simbologias para as diferentes litologias e as diferentes áreas estudadas na temática.

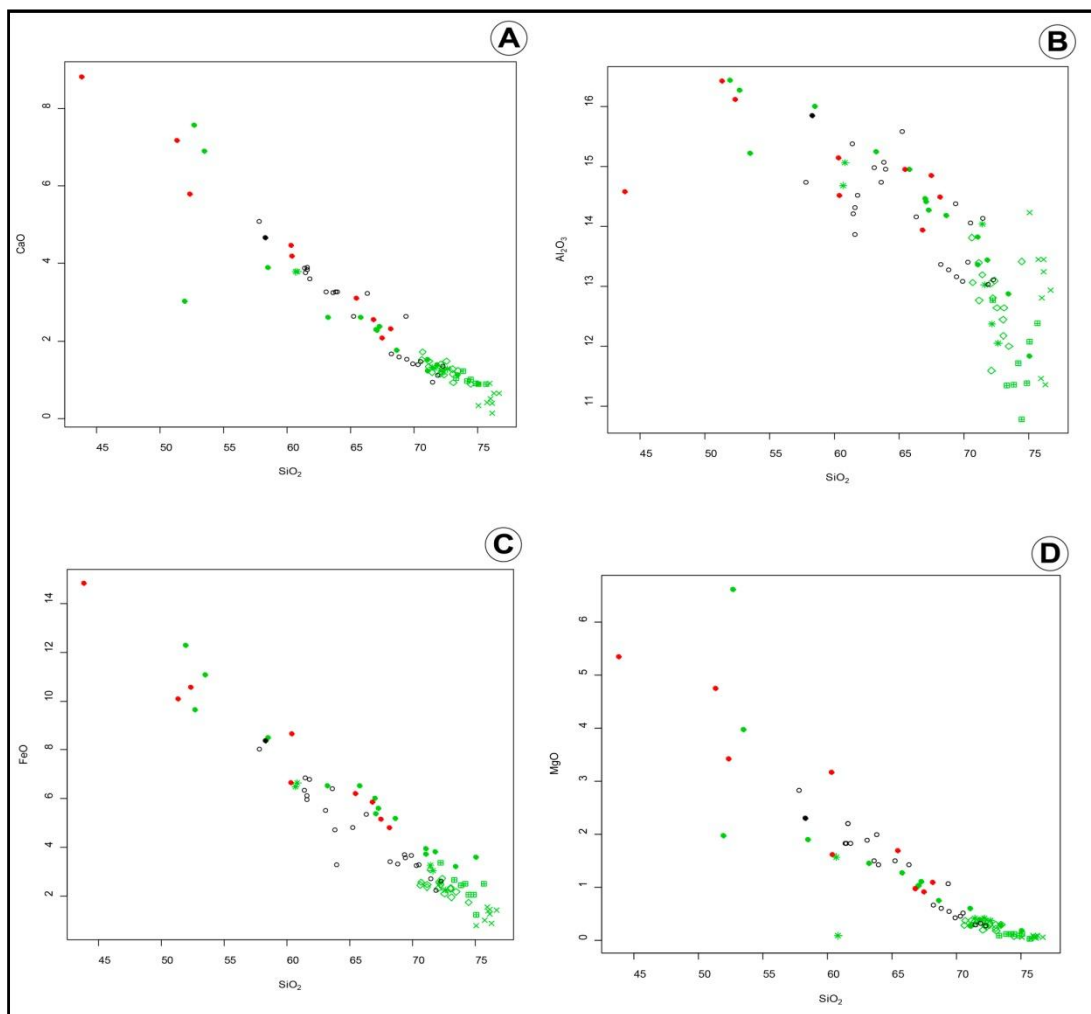


Figura 24: Diagramas de Harker, relaciona SiO<sub>2</sub>, como índice de diferenciação, e diferentes elementos maiores, percentual de óxidos (% de peso).

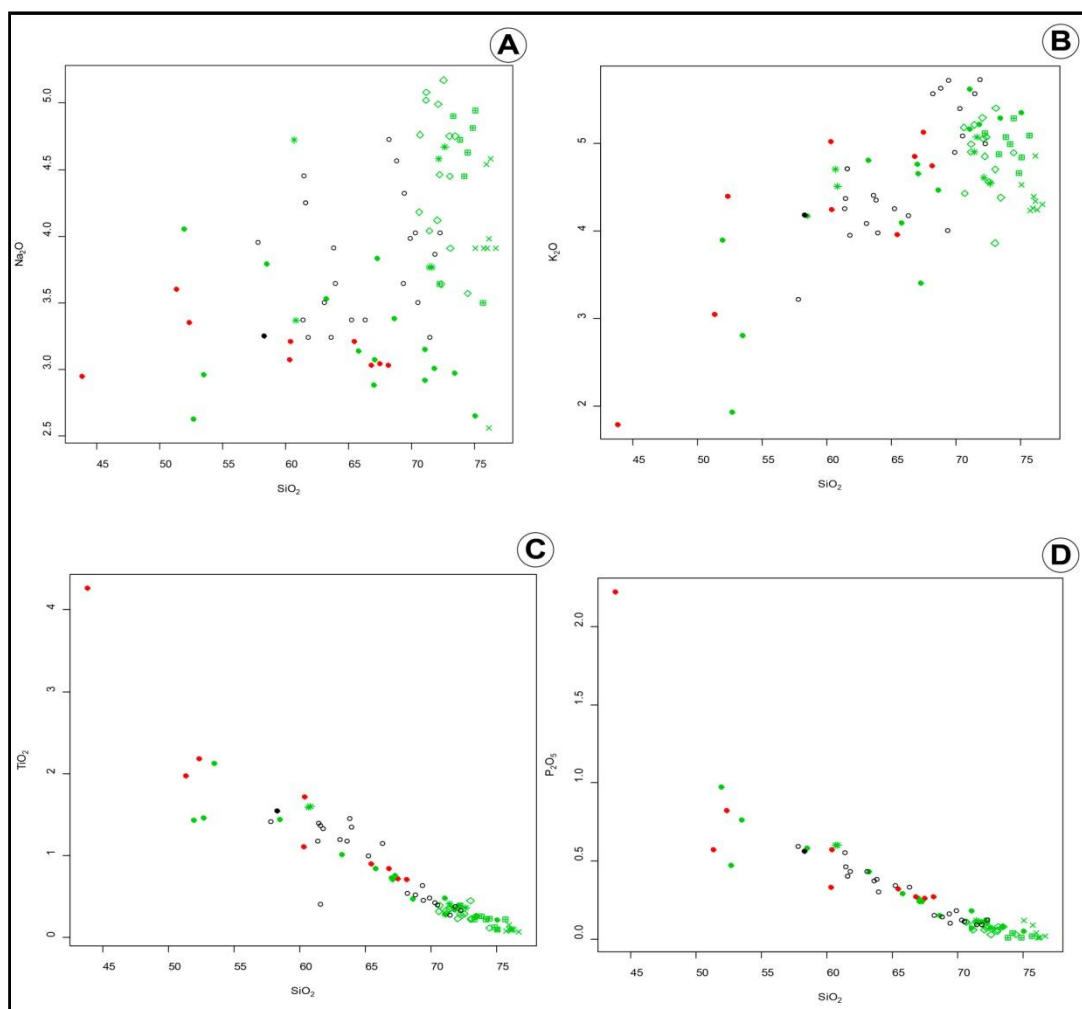


Figura 25: Diagramas de Harker, relaciona  $\text{SiO}_2$ , como índice de diferenciação em relação aos diferentes elementos maiores, percentual de óxidos (% de peso).

A observação do comportamento de elementos traços como o Rb, Ba, Sr e Zr evidencia tendências bem definidas de fracionamento mineral. Os teores de Rb, Ba e Zr aumentam com o aumento do teor de  $\text{SiO}_2$  nas rochas básicas e diminuem para os termos intermediários (híbridos) e para os termos graníticos (figura 26 A, B, C e D). O comportamento dos elementos traços mostra que os termos híbridos apresentam um comportamento intermediário entre os dois extremos, básico e ácido, com uma ampla tendência de acompanhamento aos termos graníticos.

Os teores de rubídio se situam entre 200-600 ppm nos termos graníticos, 150-300 ppm nos termos híbridos, e 30-200 ppm nos termos básicos (figura 26 A). Estrôncio entre 470-700 ppm nos termos básicos, 150-430 ppm nos termos híbridos, e 20-230 ppm nos termos graníticos (figura 26 B). Bário entre 750-1350 ppm nos termos básicos, 700-1500 ppm nos termos híbridos, e 50-700 ppm nos termos



graníticos (figura 26 C). Zircônio entre 190-410 ppm nos termos básicos, 200-400 ppm nos termos híbridos, e 30-300 ppm nos termos graníticos (figura 26 D).

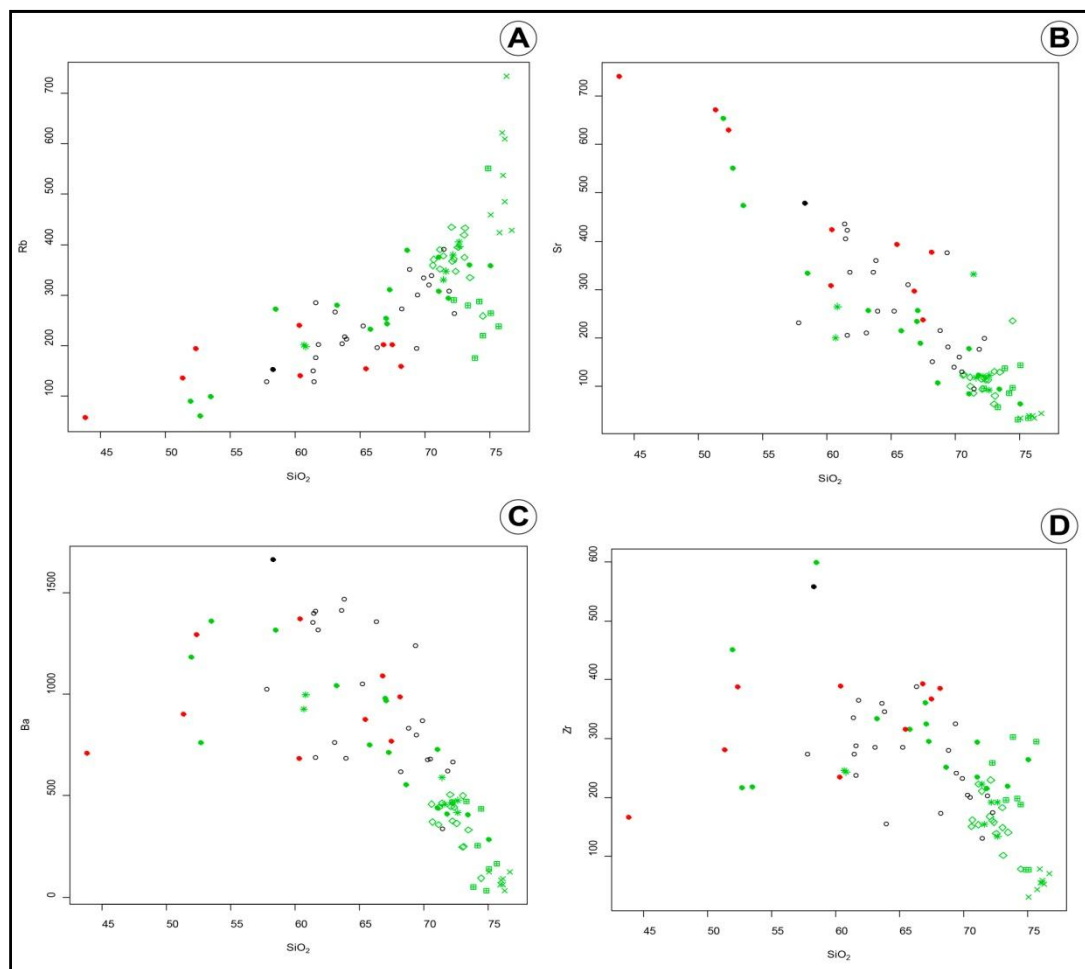


Figura 26: Diagramas de Harker, relaciona  $\text{SiO}_2$ , como índice de diferenciação, e os diferentes elementos menores, partes por milhão (ppm).

A representação dos resultados no diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979) ( $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$ ) confirma um teor médio de  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  entre 7 e 10 % para as rochas graníticas e teores relativamente elevados (entre 5 e 7 %) para as rochas básicas. As rochas graníticas e intermediárias situam-se no limite entre os campos alcalinos e não alcalinos (figura 27 A). Os elevados teores das rochas básicas podem ser atribuídos a interação dos magmas básicos com os termos ácidos.

A análise das amostras no diagrama de Shand (1943), quanto à proporção de alumínio para a soma de álcalis versus álcalis mais cálcio, mostra uma significativa diferença composicional entre os magmas básico e ácido. Enquanto os magmas básicos mostram uma tendência metaluminosa, devido à alta razão alumina/álcalis, as rochas graníticas e os termos intermediários indicam uma tendência peralcalina

evoluindo para levemente peraluminosa na sua porção mais evoluída (figura 27 B). Estas duas tendências confirmam a existência de dois pólos magmáticos com composição distinta, também confirmada na identificação petrográfica.

A disposição das amostras das rochas máficas no diagrama de Miyashiro (1974), que relaciona a razão  $\text{FeO}_t/\text{MgO}$  versus  $\text{SiO}_2$ , expressa em percentual de óxidos (% de peso), caracteriza a natureza toleítica para os termos de composição básica e intermediária (figura 27 C).

A representação dos resultados no diagrama  $R_1$  ( $4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe} + \text{Ti})$ ) versus  $R_2$  ( $6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al}$ ) (De la Roche *et al.*, 1980), expresso em ppm, confirma também a existência de duas tendências magmáticas distintas (figura 27 D).

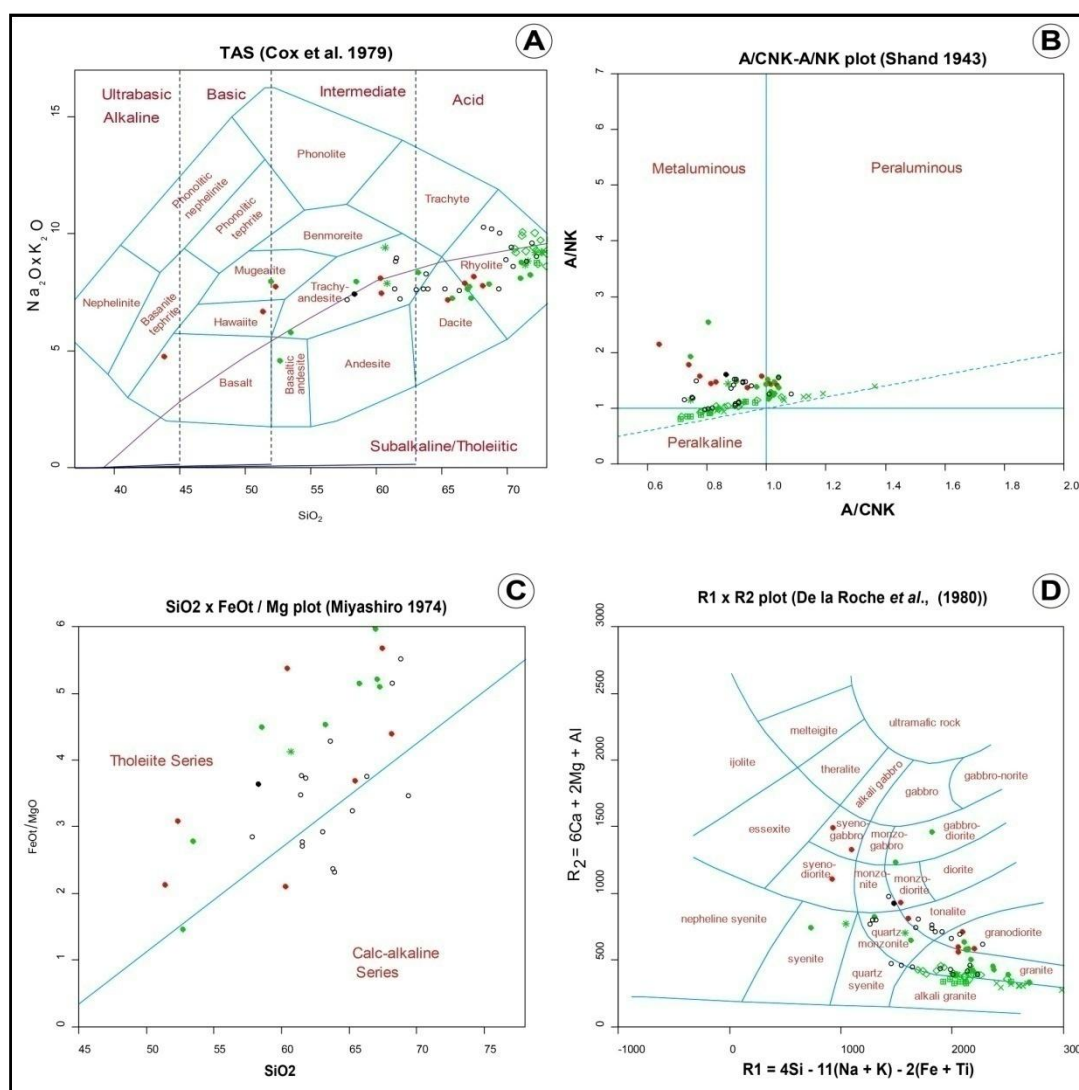


Figura 27: Representação dos diagramas utilizados para a classificação da série magmática (assinatura geoquímica).

A análise das concentrações dos ETRs em rochas é normalizada para um padrão de referência comum, representado pelos valores dos meteoritos condríticos. Os meteoritos foram escolhidos como elemento normalizador porque são amostras relativamente não fracionadas do sistema solar resultando da evolução do núcleo-síntese original. A normalização condrítica tem como função: (i) eliminar a variação de abundância entre elementos de número atômico par ou ímpar; (ii) permitir a identificação de qualquer fracionamento dos ETRs relativos aos meteoritos condríticos. Valores normalizados e razões de valores normalizados são denotados com o subscrito  $_N$ ,  $Ce_N$ ,  $(La, Ce)_N$ .

Conforme o diagrama de distribuição dos elementos terras raras, normalizados pelo condrito de Nakamura (1974) as amostras das rochas básicas e dos granitos mostram padrões similares, apresentando em geral enriquecimentos dos elementos terras raras leves em relação aos elementos terras raras pesadas. As anomalias de Eu não são observadas nas rochas básicas e são negativas nas rochas intermediárias e graníticas, acentuando-se nas amostras mais diferenciadas. A relação ETR-leves/ETR-pesados é maior nas rochas máficas, e menor nas rochas graníticas (figuras 28 e 29). As rochas intermediárias apresentam um padrão distinto, entretanto, muito semelhante ao das rochas graníticas. A diferença entre os extremos está marcada pela anomalia negativa em Eu, que é pronunciada nos termos graníticos e inexistente nos termos máficos. Esta distinção também é observada quando analisamos as variações de teores entre os termos máficos mais puros, que não apresentam anomalia de Eu e os termos hibridizados, que tipicamente apresentam anomalias de Eu.

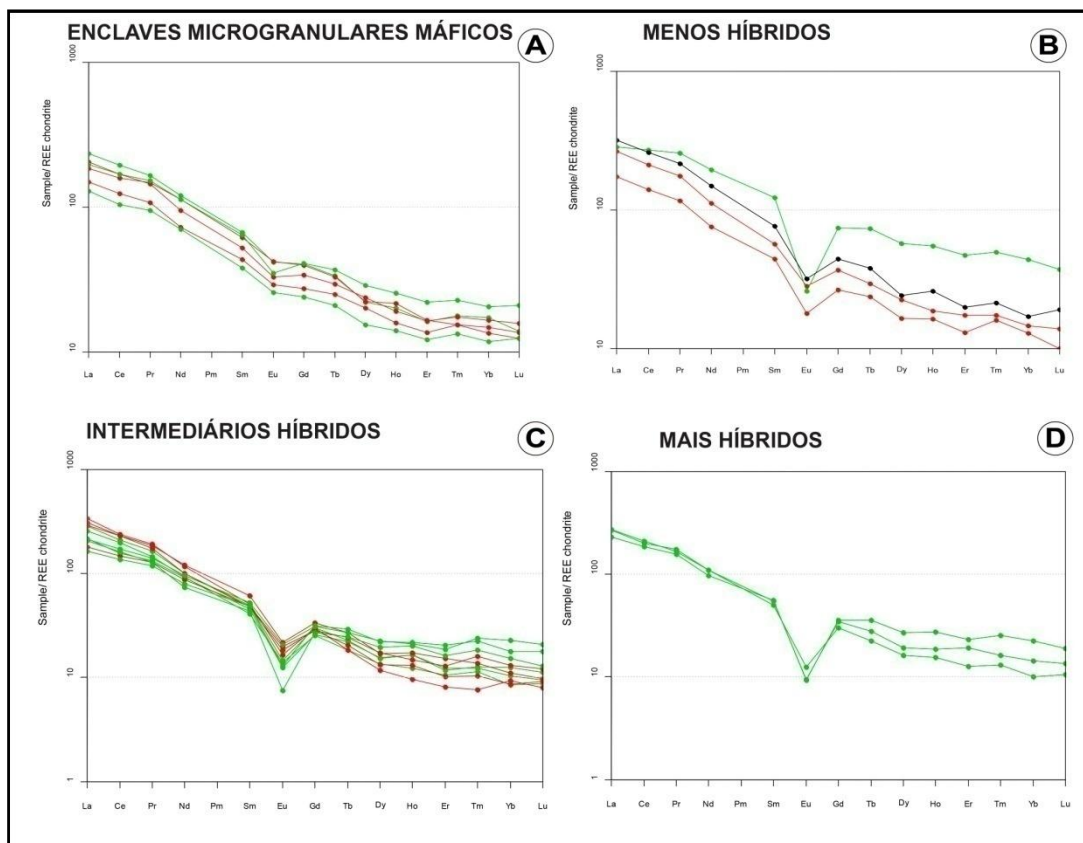


Figura 28: Diagramas dos ETRs, normalizados pelo condrito de Nakamura (1974). Amostras de enclaves microgranulares máficos e termos híbridos.

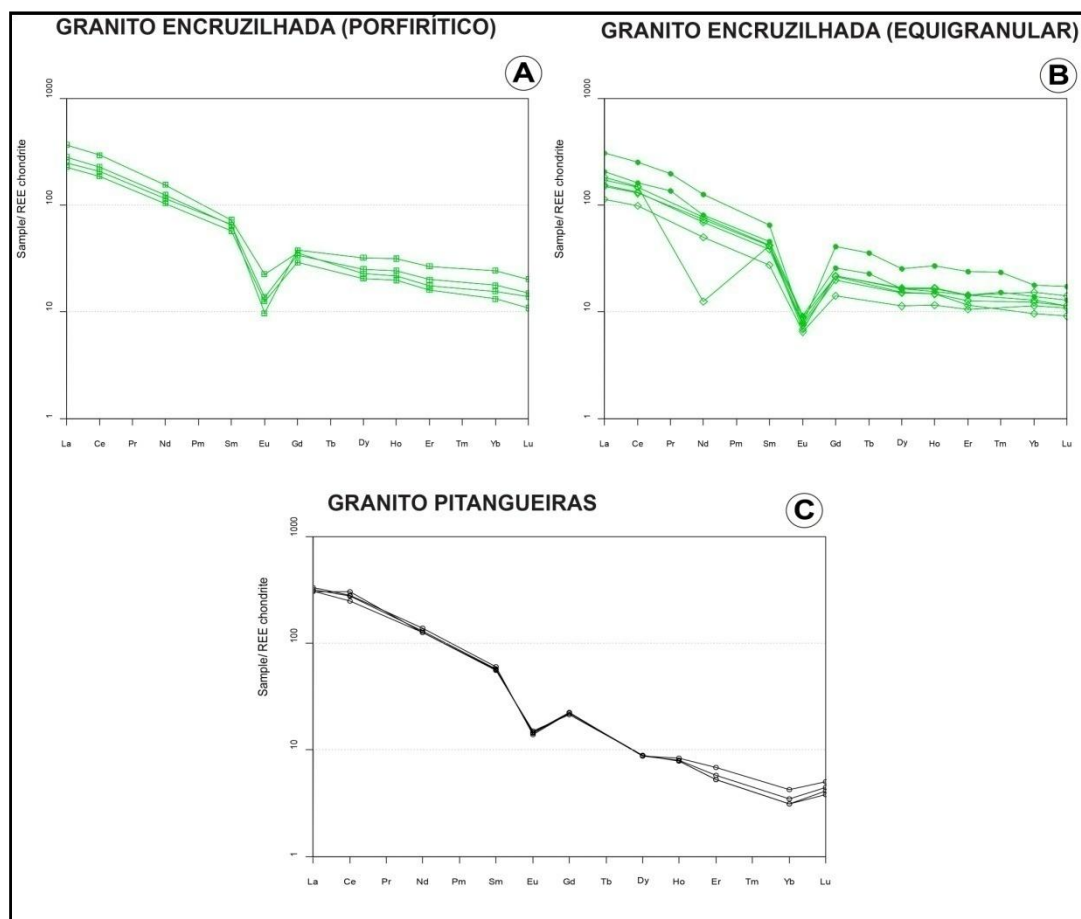


Figura 29: Diagramas dos ETRs, normalizados pelo condrito de Nakamura (1974). Amostras do Granito Encruzilhada (porfírico e equigranular) e do Granito Pitangueiras.

Para comparação dos termos máficos e graníticos com relação a distribuição dos elementos menores e terras raras nos diagramas multielementares (*spidergrams*), as rochas estudadas foram normalizadas pelas rochas do tipo MORB (Middle Ocean Ridge Basalts), OIB (Ocean Islands Basalts) e pelo Manto Primitivo.

As amostras analisadas apresentam padrões gerais caracterizados pelo enriquecimento em elementos LILE, que são os elementos encontrados em abundância em rochas crustais.

As amostras analisadas evidenciam padrões mais assemelhados com os OIB (basaltos de ilhas oceânicas), mostrando alguns elementos com um padrão geral de concentrações muito próximas da linha correspondente a unidade. O padrão dos OIB caracteriza mistura de camadas do manto, tanto enriquecidas, quanto depletadas, a partir da adição metassomática de componentes derivados de crosta oceânica reciclada e da litosfera subcontinental.

Em relação aos padrões de OIB, de um modo geral, todas as amostras evidenciam nas concentrações dos elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) enriquecimento de Cs, Rb, Th, U, K, e anomalia negativa de Nb, com transição nos teores de Ba, desde padrões enriquecidos nos termos básicos, para depletados-anomalia negativa nos termos ácidos (figuras 30, 31, 32 e 33).

Nos elementos de alto potencial iônico (HFSE), observa-se um enriquecimento em La, Ce, com anomalias negativas de Sr, P, que aumentam na medida que os termos fracionam. Observa-se ainda uma leve anomalia negativa de Pb nos termos básicos e o enriquecimento nos termos fracionados. Enriquecimento de Pr nos termos básicos, e anomalia negativa nos termos fracionados. Os teores de Nd estão enriquecidos. Anomalia negativa de Zr, oscilando próximo da unidade (figuras 30, 31, 32 e 33).

Nos elementos terras raras pesados, ocorrem anomalias levemente negativas de Sm, Dy e oscilam próximo da unidade de normalização. Observa-se leve enriquecimento de Yb e Lu, que oscilam próximo da unidade. Com anomalia levemente negativa o Y oscila próximo da unidade de normalização nos termos básicos e intermediários, porém enriquece acentuadamente nos termos graníticos. Anomalia negativa de Eu e Ti, aumentando na medida em que os termos fracionam (figuras 30, 31, 32 e 33).

No diagrama de Batchelor & Bowden (1985), originalmente proposto para a caracterização de ambientes tectônicos, as amostras formam *trends* distintos, confirmando a existência de duas tendências magmáticas distintas.

O *trend* dos termos mais diferenciados e graníticos marca o campo tardi-orogênico e anorogênico, passando para o campo pós-orogênico (figura 34). Os dados gerais das rochas graníticas evidenciam rochas da série alcalina, conforme sugerido por Vasquez (1997).

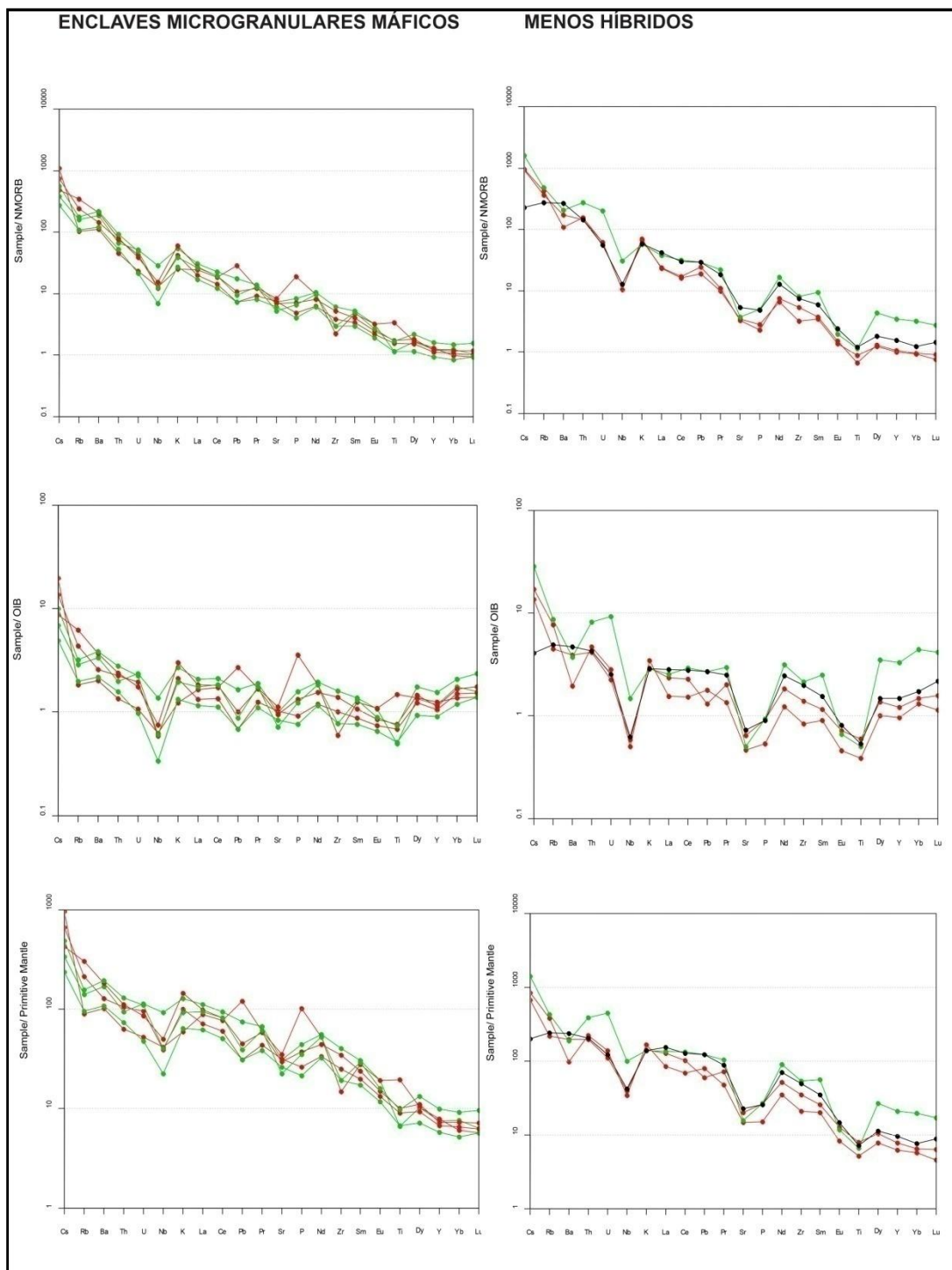


Figura 30: Diagrama multielementar, normalizado pelo condrito de Sun & McDonough (1989), para rochas do tipo MORB, OIB, Manto Primitivo. Amostras de enclaves microgranulares máficos e híbridas pouco diferenciadas.



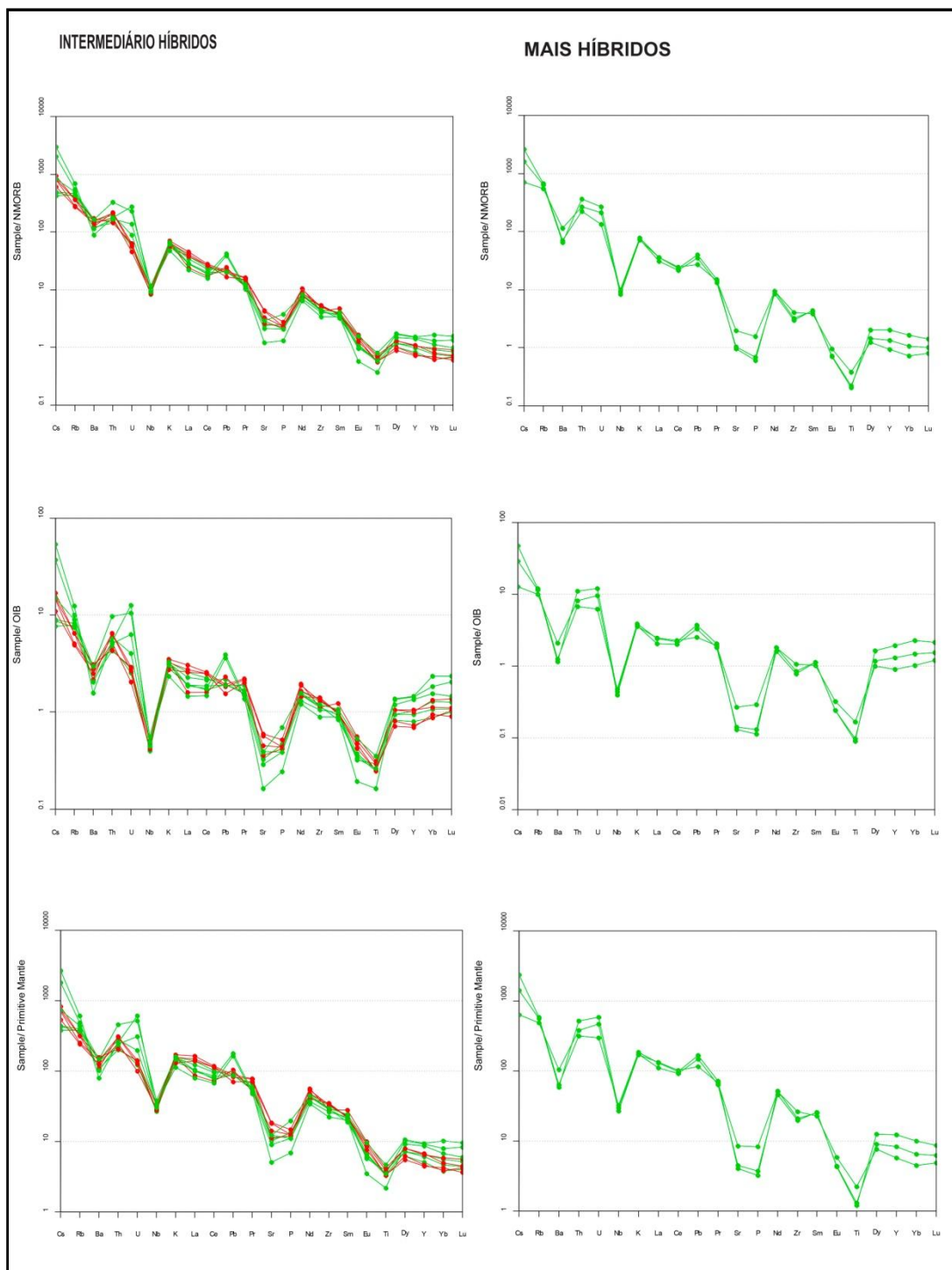


Figura 31: Diagrama multielementar, normalizado pelo condrito de Sun & McDonough (1989), para rochas do tipo MORB, OIB, Manto Primitivo. Amostras híbridas intermediárias e mais diferenciadas.

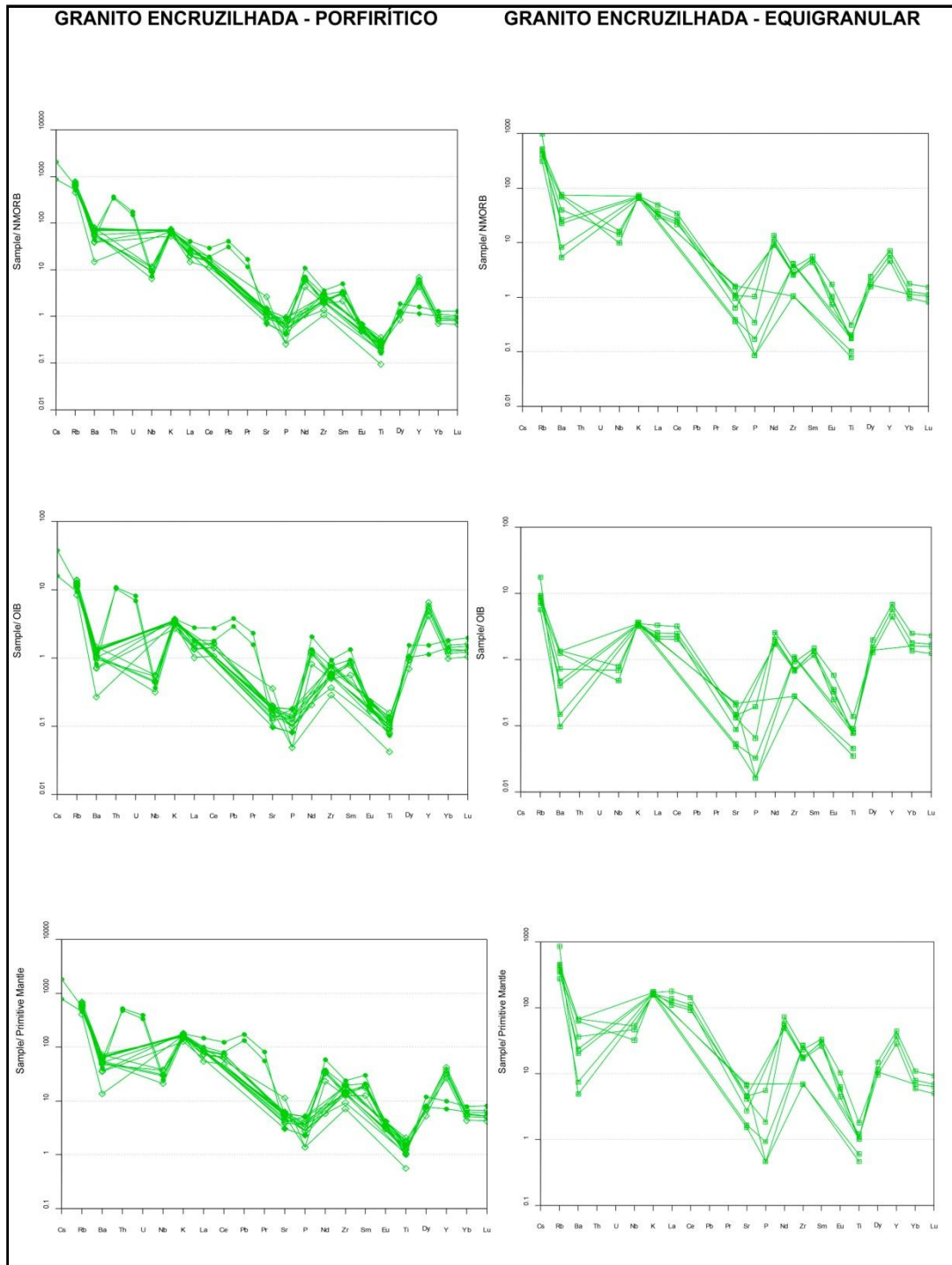


Figura 32: Diagrama multielementar, normalizado pelo condrito de Sun & McDonough (1989), para rochas do tipo MORB, OIB, Manto Primitivo. Granito Encruzilhada (porfirítico e equigranular).

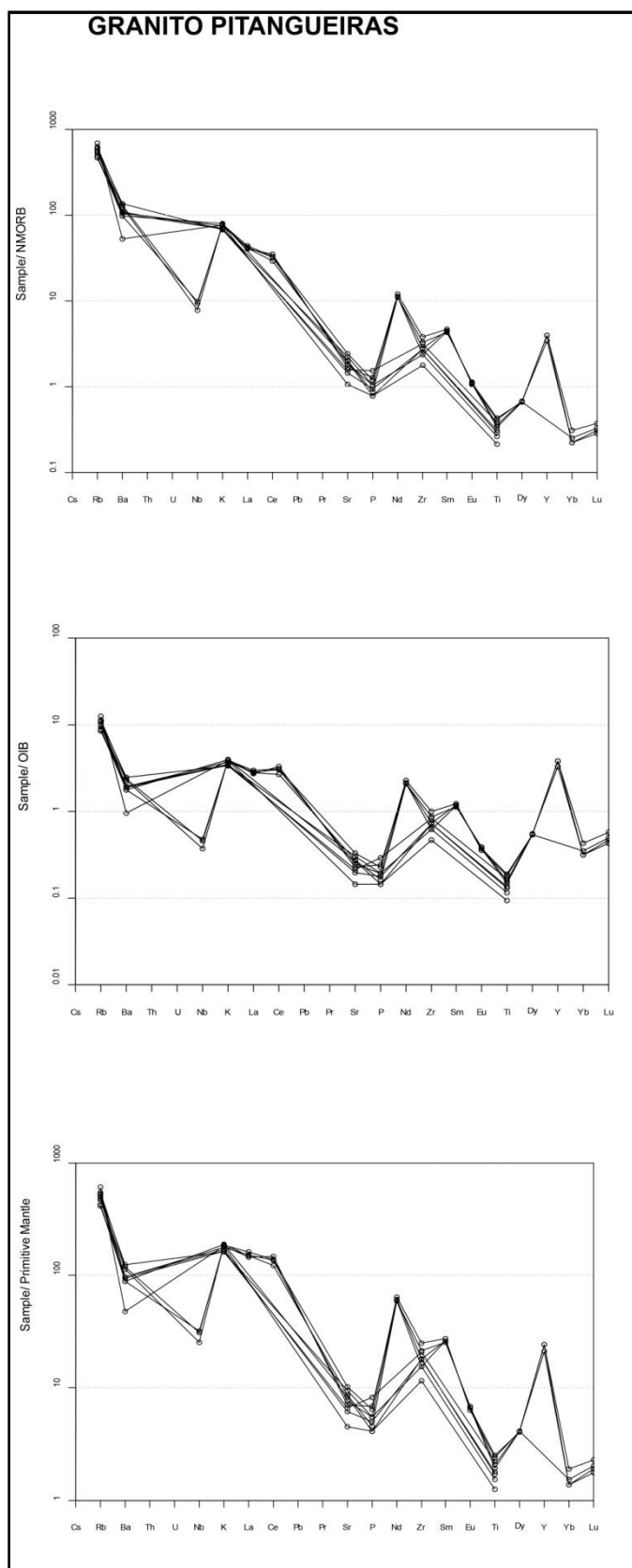


Figura 33: Diagrama multielementar da distribuição dos elementos maiores, menores e terras raras, normalizados pelo condrito de Sun & McDonough (1989), para rochas do tipo MORB, OIB, Manto Primitivo. Amostras do Granito Pitangueiras

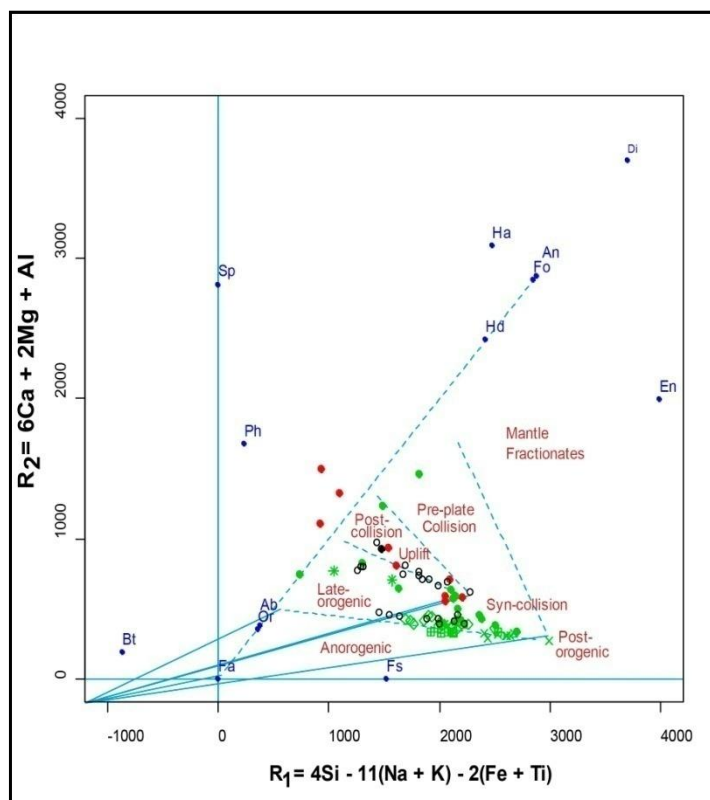


Figura 34: diagrama discriminante dos ambientes tectônicos (Batchelor & Bowden, 1985).

## 4. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

### 4.1. Petrográficos

A partir das variações composicionais, relações de inclusão e ordem de cristalização, a possibilidade de interpretar a sequência de cristalização para as rochas da suíte.

Nas rochas básicas a apatita e zircão indicam uma cristalização precoce, porque estão inclusos nas demais fases minerais. Na sequência cristaliza-se a alanita e opacos.

A cristalização de titanita fica evidente porque ocorre mantendo os opacos e alanita. Frequentemente a titanita é encontrada inclusa na biotita e no anfibólio.

Nas rochas graníticas a titanita e alanita, apesar de apresentarem formas subédricas, não aparecem como fases de cristalização precoce. Geralmente

amoldam-se ao quartzo e os feldspatos presentes na matriz, ou estão manteados pelos minerais intersticiais, reforçando o seu caráter tardio. A titanita e alanita costumam concentrar os elementos incompatíveis presentes nas fases finais dos magmas ácidos.

Na sequência da cristalização magmática das rochas básicas, são formados piroxênios que se encontram inclusos no plagioclásio. Os anfibólios e biotitas cristalizam após. O anfibólio é encontrado como hipidiomórfico e associado com a biotita. Noutra forma o anfibólio se encontra associado com piroxênio, resultando de sua transformação, pelo processo de urutilização. As biotitas com formas lamelares, comumente se encontram associadas com anfibólio.

Nas rochas graníticas, principalmente na fácies sienogranítica do Granito Encruzilhada, a biotita está associada ao anfibólio, resultando inclusive na substituição deste. Evidências petrográficas e de campo, sugerem que os anfibólios são originados a partir dos corpos sieníticos que estão associados, e foram assimilados ou misturados ao Granito Encruzilhada em diferentes estágios da evolução destes magmas, assim a sua substituição pode ter sido parcial ou total, e ter ocorrido num estágio inicial de cristalização do magma granítico ou em condições *subsolidus* (Bitencourt et al. 1993). A biotita se cristalizou num estágio anterior ou contemporâneo ao início da cristalização das fases feldspáticas e do quartzo, indicando condições subsaturadas neste magma granítico.

A cristalização do plagioclásio é evidenciada pela sua inclusão no K-feldspato. Nos magmas básicos, os cristais maiores de plagioclásio cálcico, apresentam as bordas com teores sódicos, devido mistura e a contaminação deste magma básico com o magma alcalino.

Nas rochas graníticas de texturas porfiríticas, as inclusões do plagioclásio com maior teor de cálcio (labradorita), nos megacristais de K-feldspato, indicam a sua cristalização precoce.

Nas rochas graníticas, durante a cristalização da matriz, forma-se o plagioclásio, K-feldspato e a biotita. O quartzo é anédrico e ocupa os interstícios, evidenciando a sua cristalização tardia.

A fugacidade de oxigênio de um magma está relacionada com sua fonte. Wones (1989) afirma que a paragênese titanita + magnetita + quartzo, ocorrendo em equilíbrio, e associada à clinopiroxênios ou anfibólios com razão  $Mg/Mg+Fe^{2+}$

intermediárias a alta, indicam condições da fugacidade de oxigênio elevadas. Nos termos básicos foram descritos cristais opacos e titanitas como fases precoces, indicando que o magmatismo era relativamente oxidado.

Nos termos básicos e graníticos a alanita está manteada por epidoto, e também indica alta fugacidade de oxigênio. A alanita é oxidada e parte do  $\text{Fe}^{2+}$  substituído para  $\text{Fe}^{3+}$ .

As texturas mirmequíticas desenvolvidas nas bordas de plagioclásio e feldspato potássico, refletem volume de fluídos tardi-magmáticos enriquecidos em voláteis.

Associados a transformações em estágio *subsólido*, de baixa temperatura, provavelmente relacionados a efeitos de fluídos tardi-magmáticos, são formados a clorita, moscovita, opacos, epidoto e carbonatos. A carbonatação do plagioclásio sugere atuação de fluídos tardi-magmáticos enriquecidos no  $\text{CO}_2$ . Já a cloritização das biotitas reforça a introdução de fluídos tardios, enriquecidos em  $\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{O}_2$ .

## **4.2. Geoquímicos**

### **4.2.1. Processos de Diferenciação**

O processo de fracionamento mineral associado com a evolução dos dois magmas se comporta de forma a diminuir os teores de  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  com relação ao aumento do teor de  $\text{SiO}_2$ , sugerindo fracionamento de fases como piroxênios, anfibólios e plagioclásio nas rochas básicas e de biotita e plagioclásio nas rochas graníticas, além de titanita, magnetita, alanita e apatita em ambos os magmas (figuras 24 e 25).

A horblenda é ferromagnésiana e metaluminosa, quando cristaliza produz enriquecimento no líquido residual em Al, Na, Si.

O comportamento dos elementos maiores e traços mostram que os termos híbridos ocorrem em campos intermediários entre os dois extremos, com ampla tendência de acompanhamento aos termos graníticos. Por isto, indicam que o fracionamento de biotita, plagioclásio e K-feldspato é mais efetivo nos termos híbridos e graníticos.

A partir dos espectros de ETR apresentados nas figuras 28 e 29, nos

enclaves microgranulares máficos ocorre ausência de anomalia negativa de Eu, e são termos enriquecidos nos ETR-leves. Este enriquecimento pode refletir na presença de titanita e alanita, ou ainda o fracionamento de fases minerais ricas em ETR-pesados, no caso anfibólio e/ou zircão.

Nos termos híbridos a nítida anomalia negativa de Eu, corrobora com fracionamento de plagioclásio. Além disso, o padrão enriquecido em ETR-leves pode refletir no fracionamento ou retenção no resíduo de fases minerais ricas em ETR-pesados, a exemplo dos piroxênios e/ou zircão.

Nos termos graníticos o padrão de distribuição enriquecido em ETR-leves, pode refletir na presença de titanita e alanita, ou ainda relacionar o fracionamento de fases minerais ricas em ETR-pesados, como anfibólio e zircão. As anomalias negativas de Eu evidenciam fracionamento de feldspatos ao longo da diferenciação magmática.

Os espectros multielementares para os enclaves microgranulares máficos e termos híbridos (figuras 30 e 31) mostram anomalias em Sr, P e Ti. A partir do Sr, a sugestão que os feldspatos foram fase importante no resíduo ou durante o fracionamento. P e Ti condizem com o fracionamento de apatita e titanita.

Os espectros multielementares para os termos graníticos (figuras 32 e 33) mostram enriquecimento em La, Ce e Y e anomalias negativas em Nb, Sr, P, Ti e Zr. Esta anomalia negativa do Sr somada à anomalia do Eu condiz com fracionamento de plagioclásio durante a diferenciação magmática. As anomalias negativas de P e Ti sugerem fracionamento de apatita, titanita e opacos (ilmenita).

#### **4.2.2. Série Magmática**

Em síntese a Suíte Encruzilhada do Sul compreende rochas formadas a partir de diferentes fontes submetidas a metamorfismo de condições granulíticas. Os termos graníticos apresentam características geoquímicas de afinidade com a série alcalina, e os termos máficos apresentam características de afinidade com a série toleítica. Entre estes extremos, os termos intermediários com características das duas séries.

#### **4.2.3. Ambiente Tectônico de formação de rochas granitóides**

Os dados de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos sugerem que a Suíte Encruzilhada do Sul está relacionada com soerguimento regional, num estágio pós-colisional da Orogênese Brasileira/Pan-Africana. A gênese e alojamento da suíte são controlados principalmente por movimentações tardias da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu sob condições transcorrentes e distensionais. A ocorrência de enclaves microgranulares máficos e termos híbridos associados aos termos graníticos corroboram com a participação de componentes mantélicos no sistema de extração e coleta de magmas.

As rochas gnaissícas tonalíticas, metapelitos e meta-anortosíticas, que representam o embasamento metamórfico de médio a alto grau (Frantz *et al.*, 1984; Gross *et al.* 2002; Chemale Jr. *et al.* 2011) da Suíte Encruzilhada do Sul, são testemunhos de crosta inferior ortometamórfica, potencial rocha fonte de geração a partir do processo de fusão.

#### **4.2.4. Processos de Geração**

Segundo Wilson (1989) o mecanismo essencial na geração de magmas é a fusão parcial de rochas provenientes do manto, crosta ou uma mistura complexa de ambos. Durante a ascensão o magma é submetido a uma série de processos físico-químicos que ocasionam a modificação parcial ou completa de suas propriedades originais. Um dos mecanismos clássicos de evolução dos magmas é a cristalização fracionada, onde algumas estruturas e texturas, em variadas escalas, sugerem tal mecanismo, como é o caso das variações faciológicas gradacionais, presença de enclaves microgranulares máficos cogenéticos ou cumulados, e zonação dos cristais (plagioclásio, anfibólio, olivina, piroxênio, etc).

Nas rochas estudadas a distribuição das fácies dentro do corpo granítico, com a localização mais na borda até no centro, sugere zonalidade textural e composicional. Foi evidenciado zonação, principalmente nos cristais de plagioclásio e feldspato potássico. Também foi constatado a presença de enclaves microgranulares máficos e termos híbridos com texturas do tipo *mingling* e *mixing*,



associados com os termos graníticos localizados nos seus bordos. Portanto, estes fatos corroboram na hipótese da cristalização fracionada.

As feições de campo sugerem a coexistência de magmas distintos. Fica evidente a partir dos diagramas do tipo Harker para elementos maiores e menores, que os termos graníticos são caracterizados pela geração a partir da fonte mantélica com contribuição crustal, e os termos máficos como produto de fonte mantélica. O desenvolvimento de um *trend* retilíneo e contínuo, evidente nos diagramas de Harker, associado com a presença de *trends* distintos em diagramas com razões entre elementos, são indicativos da existência de dois magmas de composições distintas.

Tendo em vista o processo de cristalização fracionada na evolução desta suíte, pelos diagramas do tipo Harker, ETR e multielementares, algumas observações podem ser feitas a cerca do fracionamento das fases minerais.

A correlação negativa do  $Al_2O_3$  e CaO apontam fracionamento de feldspatos e de anfibólio durante a evolução magmática. Da mesma forma correlações negativas de  $Fe_2O_3$ , MgO,  $TiO_2$  e  $P_2O_5$  indicam para o fracionamento da assembléia máfica como titanita, opacos, anfibólios, biotita e apatita.

O padrão de ETR observado nos termos graníticos evidencia fracionamento em ETR-leves e nítida anomalia negativa de Eu, sugerindo fracionamento de plagioclásio com a diferenciação magmática. Esta anomalia é exceção apenas nos enclaves microgranulares máficos. O enriquecimento em ETR-leves pode refletir na presença de titanita e alanita ou alternativamente, ao fracionamento de minerais ricos em ETR-pesados, como é o caso do zircão e/ou anfibólio.

Nos espectros multielementares os termos graníticos apresentam anomalias negativas (Ba, Sr, P, Ti). Num geral, os termos estudados apresentam enriquecimentos de Cs, Rb, Th, U, K, La, Ce, Nd, Yb, Lu e negativas em Nb, Sr, P, Eu e Ti. As anomalias negativas de Sr condizem com fracionamento de plagioclásio, e as anomalias de P e Ti com o fracionamento de apatita e titanita. A cristalização dos feldspatos e biotita envolve a participação de Ba, Rb e Sr.

## 5. CONCLUSÕES

A partir dos dados e discussões apresentadas nos capítulos anteriores,

algumas considerações podem ser feitas para a Suíte Encruzilhada do Sul.

Os resultados geocronológicos obtidos por Vasquez (1997), pelo método Rb-Sr<sub>RT</sub>, apontam idade de 581,8±16,8 Ma e R<sub>0</sub>=0,71152±0,00184, que corrobora com a idade 594±5 Ma obtida através do método U-Pb em zircão (método de população-TIMS) (Babinski *et al.*, 1997). As idades de resfriamento e cristalização magmática dos granitos da Suíte Encruzilhada do Sul devem ser próximas de 580 Ma (Período Ediacarano), como também indicado pelas idades obtidas a partir do método K-Ar nas rochas encaixantes. Esta marca possivelmente o evento posterior do pico tectono-metamórfico responsável pelo desenvolvimento da zona de cisalhamento dúctil e o consequente alojamento desta suíte.

Neste magmatismo neoproterozóico da Suíte Encruzilhada do Sul, foram separados termos granitóides porfiríticos a heterogranulares com enclaves microgranulares máficos e termos híbridos associados, além de corpos dioríticos individualizados. Estas rochas ocorrem encaixadas no substrato gnáissico (meta-tonalítico) de idade paleoproterozóica, em estreita associação com zona de cisalhamento transcorrente/distensional, que gerou espaço de acomodação, condicionando o alojamento desta suíte, com afinidades geoquímicas e fontes distintas, sugerindo enraizamento profundo (crosta média-inferior a manto, provavelmente com pressões superiores a 10 Kbares).

Os dados petrográficos e geoquímicos sugerem que os litotipos analisados não apresentam correlação genética entre si, cada um representa história magmática evolutiva distinta, embora ocorra um processo de hibridização, bem observado em campo, na petrografia e nos diagramas de Harker. Os granitóides são tipicamente de afinidade alcalina, e os enclaves microgranulares máficos e os termos dioríticos apresentam afinidade toleítica.

No que diz respeito às características petrográficas, as microtexturas descritas e assembléia mineral presente serviram de indicativos para interpretação do ambiente na época de formação e evolução magmática. A presença da associação titanita+magnetita, idiomórficas, de cristalização precoce indica que o magma progenitor era relativamente oxidado. A presença de alanita com coroa de epidoto nos granitóides indica um provável aumento na fugacidade de oxigênio durante a cristalização dessas rochas. Mirmequitas desenvolvidas nas bordas dos cristais de plagioclásio em contato com feldspato potássico refletem volume de

fluídos tardi-magmáticos ricos em voláteis. Cristais zonados de plagioclásio e feldspato potássico sugerem que o processo de evolução magmática foi principalmente por cristalização fracionada.

Correlações da Suíte Encruzilhada do Sul com determinados ambientes tectônicos são mais consistentes com o contexto geotectônico pós-colisional. O alojamento da suíte foi controlado por sítios transtensionais associados a zonas de cisalhamento transcorrentes brasileiras. Relacionados à colagem de terrenos no final do Neoproterozóico, constituindo um importante controle tectônico durante os estágios posteriores a estes eventos colisionais no Cinturão Dom Feliciano.

O magmatismo cálcio-alcálico precoce no Batólito Pelotas pode estar relacionado a um arco magmático de uma zona de subducção com a subsequente colisão continental, conforme os modelos evolutivos propostos para evolução do Cinturão Dom Feliciano. Mas o magmatismo alcalino da Suíte Encruzilhada do Sul parece produto dum estágio pós-colisional de cinturão, num ambiente intracontinental, de origem mantélica e com contribuição crustal.

Embasado nos resultados obtidos e apresentados nesta temática, algumas sugestões são colocadas para trabalhos futuros que possam melhorar o entendimento geológico da granitogênese neoproterozóica presente na região estudada:

- detalhar a abrangência dos termos máficos e híbridos, evidenciando os enclaves microgranulares máficos, os termos dioríticos e os termos diferenciados. A forma dos corpos, sua transição pela suíte, a região com maior concentração, o fluxo magmático local e regional, com a intenção de criar um modelamento para esta suíte.

- detalhar os falhamentos regionais (facilitam a ascensão e o posicionamento dos magmas básicos, além da fusão de crosta pré-existente), os movimentos tectônicos de dobramentos que atingiram esta região, juntamente com os eventos erosionais, com a finalidade de reconstituir esta câmara magmática.

- aperfeiçoar o estudo das variações elementares e petrográficas no contexto das três zonas caracterizadas pela temática.

- aperfeiçoar o banco de informação (figuras ilustrativas) para a caracterização da mistura entre magmas, a partir das texturas evidentes, características minerais, ordem de cristalização, fracionamento mineral.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA**, F.F.M. *et al.*, 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In: simpósio de geologia do nordeste, 8º, Campina Grande. Atas...*Campina Grande: SBG, p. 363-391.
- 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*. n.203, p. 937–955.
- ATHERTON**, M.P., 1993. Granite magmatism. *Journal of the Geological Society*, n.150: p. 1009-1023.
- BABINSKI**, M.; CHEMALE Jr., F.; VAN SCHMUS, W.R.; HARTMANN, L.A; SILVA, L.C., 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, n.10 (3-4): p. 263-274.
- BARBARIN**, B., 1986. Comparison of mineralogy of mafic magmatic enclaves and host granitoids, central Sierra Nevada, California. *Abstracts with Programs-Geological Society of America*.n.18, 83 p.
- BARBARIN**, B., 1988. Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint Julien-la- Vêtre Monzogranite (Nord Forez, Massif Central, France). *Canadian Journal of Earth Sciences*.n.25, p. 49–59.
- BARBARIN**, B., 1989. Magma mixing and origin of normal zoning in the Late Cretaceous granitic plutons of the Sierra Nevada Batholith, California (Melange de magmas et origine de la zonation normale des plutons granitiques cretaces du batholite de la Sierra Nevada, Californie) *Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II* 309 (16), p. 1563-1569.
- BARBARIN**, B., 1990. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Geophysical Research*.n.95, p. 17747–17756.
- BARBARIN**, B., 1991. Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada batholith, California. *In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology*. Elsevier, Amsterdam, n. 13, p. 135–153.
- BARBARIN**, B., 1997. From the mineralogical composition of granitoids to their origins and tectonic settings. *In: International Symposium on granites and associated mineralizations, 2º, Salvador, BA. Anais, Salvador, SBG*. p. 95-97.
- BARBARIN**, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholiths, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos, Oslo*. n. 80, p. 155 -177.
- BARBARIN**, B. & DIDIER, J., 1991. Review of the main hypotheses proposed for the genesis and evolution of mafic microgranular enclave. *In: Didier, J.; Barbarin, B. Enclaves and Granite Petrology. Amsterdam: Elsevier*, p. 367-373. (*Developments in Petrology, v.13*).
- BARBARIN**, B. & DIDIER, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. n.83, p. 145–153.
- BARBARIN**, B.; DODGE, F.C.W.; KISTLER, R.W., 1985. REE contents and Rb–Sr systematics of mafic enclaves and other associated mafic rocks, central Sierra Nevada, California. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*.n. 66, 1150 p.
- BARBARIN**, B.; DODGE, F.C.W.; KISTLER, R.W.; BATEMAN, P.C., 1989. Mafic inclusions and associated aggregates and dikes in granitoid rocks, central Sierra Nevada Batholith. *Analytic Data, U.S. Geological Survey Bulletin*, 1899 p.
- BATCHELOR**, R. A. & BOWDEN, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology, Amsterdam*. v. 48, p. 43-55.
- BATEMAN**, P.C., 1992. Plutonism in the Central Part of the Sierra Nevada Batholith, California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1483 p.
- 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*.n.90, p. 465– 482.
- BITENCOURT**, M. F. & NARDI, L.V.S., 1993. Late to Post-collisional Brasiliano granitic magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*. v.65, (sup.1), p. 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*, v.30, p. 184-187.
- BITENCOURT**, M.F.; **GASTAL**, M.C.P.; **KIRCHEIN**, R.E.; **COSTA**, K.B.; **TOLEDO**, F.A.L., 1993. Reavaliação preliminar das relações estratigráficas do Complexo Granítico Encruzilhada (CGE), RS. In: *simpósio internacional del neoproterozóico-cámbrico de la cuenca del plata, 1., La Paloma, 1993. Resúmenes Extensos*. La Paloma, Dinamige, v.2, n.34, 6p.
- BLICHERT-TOFT**, J.; **LESHER**, C.E.; **ROSSING**, M.T., 1992. Selectively contaminated magmas of the Tertiary East Greenland macrodiike complex. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, n.110, p. 154-172.
- BONIN**, B. 1986. Ring Complex Granites and Anorogenic Magmatism. *Studies in Geology, North Oxford Academic, Londres*. 188p.
- BONIN**, B., 1987. From Orogenic to anorogenic magmatism: A petrological model for the transition calc-alkaline-alkaline complexes. *Revista Brasileira de Geociências, São Paulo*, v.17, n.4, p. 366-371.
- BONIN**, B.; **AZZOUNI-SEKKAL**, A.; **BUSSY**, F.; **FERRAG**, S., 1998. Alkali-calcic and alkaline postorogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*, n.45, p. 45-70.
- CARRARO**, C. C.; **GAMERMANN**, N.; **EICK**, N. C.; **BORTOLUZZI**, C. A.; **JOST**, H.; **PINTO**, J. F., 1974. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul - Escala 1:1.000.000. Porto Alegre. Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. *Pesquisas, Série Mapas*. 29 p.
- CHAPPELL**, B.W. & **WHITE**, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geol.*, n.8, p. 173-174.
- CHAPPELL**, B.W.; **WHITE** A.J.R.; **WYBORN**, D., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology*, n.28, p. 1111-1138.
- CHEMALE**, Jr. F., 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: **HOLZ**, M.; **DE ROS**, L.F. 2000. *Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: CIGO/UFRGS*. p. 13-52.
- CORDANI**, U. G.; **HALPERN**, M.; **BERENHOLC**, M., 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha Porto Alegre. In: *Nota Explicativa das folhas Porto Alegre e Lagoa Mirim. DNPM*, p. 70-84.
- CORILO**, Y, E., 2007. Espectrometria de Massa. Disponível em: <<http://www.espectrometriademassas.com.br/capitulos/assuntos/assunto.asp?codcapitulo=8&codassunto=17&numero=3>>. Acesso em: 12 abril 2012.
- COX**, K.G.; **BELL**, J.D.; **PANKHURST**, R.J., 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London: *Allen and Unwin*, 450 p.
- DAVIES**, J.H. & **VON BLANCKENBURG**, F., 1998. Thermal controls on slab breakoff and the rise of high-pressure rocks during continental collisions. In: **Hacker**, B.R. and **Liou**, J.G. (Eds.). *When continents collide: geodynamics and geochemistry of Ultra-High Pressure rocks. Netherlands: Kluwer Academic Publishers*.
- 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 analyses-its relationships with corrent nomenclature. *Chemical Geology, Amsterdam*, v.29, p. 183-210.
- DE PAOLO**, D. J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth and Planetary Science Letters, Amsterdam*, v.53, p. 189-202.
- DE PAOLO**, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Plateau Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic: *Nature*, n.291, p.705-708.
- DIDIER**, J. & **LAMEYRE**, J., 1969. Les granites du Massif Central Français. Etude compare´e des leucogranites et granodiorites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.n.24, p. 219–238.
- DODGE**, F.C.W. & **KISTLER**, R.W., 1990. Some additional observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. *Journal of Geophysical Research*. n.95, p. 17841–17848.
- DOMENICK**, M.A.; **KISTLER**, R.W.; **DODGE**, F.C.W.; **TATSUMOTO**, M., 1983. Nd and Sr study of crustal and mafic inclusions from the Sierra Nevada and implications for batholith petrogenesis. *Geological Society of America Bulletin*. n.94, p. 713–719.
- EICHELBERGER**, J.C., 1980. Vesiculation of mafic magma during replenishment of silic magma reservoirs. *Nature*, n.288, p. 446-450.

- EMSLIE**, R. F.; **HAMILTON**, M. A.; **THÉRIAULT**, R. J., 1994. Petrogenesis of a Mid- Proterozoic Anorthosite-Mangerite- Charnockite- Granite (AMCG) Complex: Isotopic and Chemical Evidence from the Naim Plutonic Suite. *Journal of Geology, Chicago*.v.102, p. 539-558.
- ENGLAND**, P.C. & **THOMPSON**, A.B., 1986. Some thermal and tectonic models for the crustal melting in continental collision belts. In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (Ed.). *Collision Tectonics*. London. *Geological Society Special Publication*, n.19: p. 83-94.
- FERNANDES**, L. A. D.; **TOMMASI**, A.; **PORCHER**, C. C.; **MARQUESTOIGO**, M.; **GUERRA-SOMMER**, M.; **PICCOLI**, A. E. M., 1988. Mapa geológico de Parte das Folhas de Quitéria e Várzea do Capivarita-RS. Porto Alegre, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. *Pesquisas-Série Mapas*.
- FERNANDES**, L.A.D.; **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*, v.5, p.77-96.
- FIGUEIREDO**, M. C. H.; **FRAGOSO-CÉSAR**, A. R. S.; **KRONBERG**, B. J., 1990. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36°. Natal, 1990. *Anais...Natal: SBG*.v.6, p.1723-1738.
- FONTANA**, E., 2011. Caracterização Geoquímica e Petrogenética dos Granitóides Arroio Divisa, Região de Quitéria, Rio Grande do Sul. *Dissertação (mestrado)* - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS. 61p.
- FORMOSO**, M.L. & **CARRARO**, C. 1968. Anortosito Capivarita, Rio Pardo, RS. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, São Paulo*, v.40, n.3, p. 361-372.
- FRAGOSO CESAR**, A.R.S.; **FIGUEIREDO**, M.C.H.; **SOLIANI Jr.E.**; **FACCINI**, U.F., 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: *congresso brasileiro de geologia, 34, Goiânia, 1986. Anais. Goiânia, SBG*, v.3, p. 1322-1343.
- FRANTZ**, J. C. & **REMUS**, M. V. D., 1986. Geologia da região de Canguçu-Torrinhas, RS. Caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34°. Goiânia, 1986. *Anais... Goiânia: SBG*, v.2. p. 931-948.
- FRANTZ**, J.C.; **MCNAUGHTON**, N.J.; **MARQUES**, J.C.; **HARTMANN**, L.A.; **BOTELHO**, N.F.; **CARAVACA**, G., 2003. Shrimp U-Pb zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constraints on the temporal evolution of the Dorsal de Canguçu transcurrent shear zone and the eastern Dom Feliciano belt. *Short Papers, Anais...IV South American Symposium on Isotope Geology*.
- FRANTZ**, J. C. & **NARDI**, L. V. S., 1992a. Litoquímica e evolução dos granitóides cálcio-alcalinos da região de Canguçu. Rio Grande do Sul. *Pesquisas*, Porto Alegre, v.19, n.1, p. 13-25.
- FRANTZ**, J.C. & **NARDI**, L.V.S. 1992b. O magmatismo granítico da região oriental do Escudo Sul-riograndense: Uma revisão. *Pesquisas*. n.19(2), p.183-189.
- FRANCO**, R.R., 1944. A faixa estanífera do Rio Grande do Sul. *Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras da Universidade de São Paulo*, São Paulo, v.44, p. 5-54.
- FROST**, T.P.; **MAHOOD**, G.A., 1987. Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*.n.99, p. 272– 291.
- FURMAN**, T. & **SPERA**, T., 1985. Co-mingling of acid and basic magma with implications for the origin of mafic I-type xenoliths, field and petrochemical relations of an usual dike complex at Eagle Peak Lake, Sequoia National Park, California, U.S.A. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. n.24, p. 151–178.
- GOMES**, C. B., 1984. Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia. São Paulo, SP: *Edgard Blücher*. p. 121-158.
- GOMES**, M. E. B., 1990. Petrologia do Granito Arroio Moinho (Canguçu, RS)- Geoquímica e Deformação. Porto Alegre. *Dissertação de Mestrado*. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 209p.
- HADJ-KADDOUR**, Z.; **LIÉGEOIS**, P.; **DEMAIFFE**, D.; **CABY**, R., 1998. The alkaline-peralkaline granitic post-collisional Tin Zebane dyke swarm (Pan-African Tuareg shield, Algeria): prevalent mantle signature and late apatitic differentiation. *Lithos*, n.45, p. 223-244.

- HARTMANN, L.A.; LEITE, J.A.D.; SILVA, L.C.; REMUS, M.V.D.; MCNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I.; FLETCHER, I.R.; SANTOS, J.O.S.; VASCONCELLOS, M.A.Z., 2000.** Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, n.47, p. 829-844.
- HARTMANN, L.A., SANTOS, J.O.S., LEITE, J.A.D., PORCHER, C.C., MCNAUGHTON, N.J., 2003.** Metamorphic evolution and U-Pb zircon SHRIMP geochronology of the Belizário ultramafic amphibolite, Encantadas Complex, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, n.75(3), p. 393-403.
- HARTMANN, L.A.; CHEMALE, Jr. F.; PHILIPP, R.P., 2007.** Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Precambriano. In: Ianuzzi, R. & Frantz, J.C. (Eds.). *50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade.
- HIBBARD, M.J., 1981.** The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.n.76, p. 158–170.
- HIBBARD, M. J., 1995.** Petrography to petrogenesis. New Jersey: *Prentice Hall*. 604p.
- HIBBARD, M.J. & WATTERS, R.J., 1985.** Fracturing and diking in incompletely crystallized granitic plutons. *Lithos*.n.18, p. 1–12.
- HILL, M.; O'NEIL, J.R.; NOYES, H.; FREY, F.A.; WONES, D.R., 1988.** Sr, Nd, and O isotopic variations in compositionally zoned and unzoned plutons in the central Sierra Nevada batholith. *American Journal of Science*. n. 288, p. 213–241.
- HOLDEN, P.; HALLIDAY, A.N.; STEPHENS, W.E., 1987.** Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input into granitoid production. *Nature*. n. 330, p. 53–56.
- HUPPERT, H.E. & SPARKS, R.S.J., 1988.** The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into the crust. *Journal of Petrology*.n.29, p. 599–624.
- ISSLER, R.S. & PIRES, J. L. 1990.** Granito a duas micas na Placa Sul-Americana: Território Brasileiro. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 4º. Porto Alegre, 1989. *Anais....Porto Alegre: SBG, Acta Geológica Leopoldensia, São Leopoldo*,. v.13, n.30, p. 93-116.
- JANOUSEK, V.; FARROW, C.M.; ERBAN, V., 2006.** Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCD kit). *Journal of Petrology*, 47(6), p. 1255-1259.
- JENNER, G. J. et al., 1990.** ICP-MS a powerful tool for high precision trace-element analysis in earth sciences; evidence from analysis sciences; evidence from analysis in earth sciences; evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference sample. *Chemical Geology.Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam*. v. 83, p. 133-148.
- JOST, H. & BITENCOURT, M.F., 1980.** Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia, São Leopoldo*.v.4, n.7, p. 27-59.
- JOST, H. & HARTMANN, L.A., 1984.** Província Mantiqueira, Setor Meridional. In: Almeida, F.F. de & Hasui, Y. (Eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil São Paulo: Edgard Blücher Ltda*.
- JOST, H.; FRANTZ, J. C.; WERNICK, E., 1984a.** Implicações geotectônicas da variação composicional temporal e regional dos granitóides do Ciclo Brasileiro do Escudo Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33º. Rio de Janeiro, 1984 *Anais...Rio de Janeiro: SBG*, p. 2978-3000.
- KAY, R.W. & MAHLBURG-KAY, S., 1991.** Creation and destruction of lower continental crust. *Geologische Rundschau*, n.80, p. 259-278.
- KISTLER, R.W. & PETERMAN, Z.E., 1973.** Variations in Sr, Rb, K, Na, and initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in Mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in central California. *Geological Society of America Bulletin*.n.84, p. 3489–3512.
- KISTLER, R.W.; CHAPPELL, B.W.; PECK, D.L.; BATEMAN, P.C., 1986.** Isotopic variation in the Tuolumne Intrusive Suite, central Sierra Nevada, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.n.94, p. 205–220.
- KOESTER, E.; KRAEMER, G.; FERNANDES, L. A. D. & NARDI, L. V. S., 1994.** Magmatismo cálcico-alcalino e peraluminoso sintectônico à Zona de Cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu, RS.

In.: Congresso Brasileiro de Geologia, 38º, Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...SBG*, p. 166-167.

**KOESTER**, E.; SOLIANI JR., E.; KRAEMER, G.; FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A. 1996. Geocronologia dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (RS). *Pesquisa*

**KOESTER** E.; FERNANDES L.A.D.; SOLIANI Jr. E.; NARDI L.V.S.; KRAEMER G.; ROISENBERG A., 2001a. Granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, RS: Geologia e Geoquímica. *Revista Brasileira de Geociências*, 31, p. 141-154.

**KOESTER** E.; PAWLEY A.R.; FERNANDES L.A.D.; PORCHER C.C.; SOLIANI Jr. E., 2001b. Experimental melting of cordierite gneiss and the evolution of syntranscurrent peraluminous granites in the southern Brazil. *Journal of Petrology*.

**LAMAËYRE**, J.M. 1987. Granites and evolution of the crust. *Revista Brasileira de Geociências*. n.17, p. 349-359.

**LAMAËYRE**, J. & BODWEN, P., 1982. Plutonic rocks type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: p. 169-186.

**LEAT**, P.T.; JACKSON, S.E.; THORPE, R.S.; STILLMAN, C.J., 1986. Geochemistry of bimodal basalt subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the Southern British Caledonides. *Geological Society of London*, n.143, p. 259-273.

**LE BAS**, M.J.; STRECKEISEN, A.L., 1991. The IUGS systematic of igneous rocks. *Journal of the Geological Society of London, Londres*, v.148, p. 825- 833.

**LEINZ**, V. & PINAGEL, H., 1945. Estanho e Tungstênio no Rio Grande do Sul, Rio de Janeiro, *Boletim da Divisão de Fomento a Produção Mineral*, 70, p. 1-80.

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

**LE MAITRE**, R.W.A., 1989. Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. In: Recommendations of the IUGS Commission on the Systematics of Igneous Rocks. *Oxford: Blackwell Scientific Publication*. 193 p.

**LIÉGEOIS**, J.P., 1998. Some words on the post collisional magmatism. *Lithos*, 45, p. 15-17.

**LIÉGEOIS**, J. P. & BLACK, R., 1987. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan- African belt of the Adrar the Iforas (Mali). In: J. G. Fitton and B. G. J. Upton (eds.), *Alkaline Igneous Rocks. Geological Society Special Publication*. Londres, v.30, p. 381-401.

**LIÉGEOIS**, J.P.; NAVEZ, J.; HERTTOGEN, J.; BLACK, R., 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, 45, p. 1-28.

**LONGERICH**, H. P. *et al.*, 1990. Inductively coupled plasma- mass spectrometric analysis of geological samples: A critical evaluation based on case studies. *Chemical Geology. Amsterdam. Elsevier Science Publishers B. V.*, v.83, n.2, p. 105-118.

**MARIANO**, G., 1994. Petrographic evidence for coexistence and interaction between magmas of contrasting composition: the Serra da Lagoinha Batholith, state of Paraíba, Northeastern Brazil. In: *Congresso Brasileiro de Geologia-38º. Camboriú, 1994. Boletim de Resumos Expandidos...SBG*, p. 173-174.

**MARSH**, B.D., 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting. *American Journal of Science*. n.282, p. 808-855.

**MARSHALL**, L.A. & SPARKS, R.S.J., 1984. Origin of some mixed-magma and net-veined ring intrusions. *Journal of the Geological Society of London*, 141, p. 171-182.

**MESQUITA** M.J.M., 1991. Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Piratini/Quitéria, RS). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, *Dissertação de Mestrado em Geociências*, Porto Alegre, 241p.

**MIYASHIRO**, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, v.274, p. 321-355.



- NARDI, L.V.S.**, 1986. As rochas granitóides da série shoshonítica. *Revista Brasileira de Geociências*, n.16, p. 3-10.
- NARDI, L.V.S.**, 1991. Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos granitos metaluminosos da associação alcalina: Revisão. *Pesquisas*, Porto Alegre, v.18, n.1, p. 44-57.
- 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, Amsterdam*, v. 92, n.1/3, p. 197-212.
- NARDI, L.V.S. & BITENCOURT, M.F.**, 2007. Magmatismo granítico e evolução crustal do sul do Brasil. *50 Anos de Geologia* Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre, Comunicação e Identidade. p. 125-141.
- OLIVEIRA, L.D.; KOESTER, E.; SOLANI Jr. E.**, 2001. Geoquímica das rochas graníticas pós transcorrentes da região de Porto Alegre e Viamão, RS. *Geochimica Brasiliensis*, 15 (2), p. 65-92.
- PATIÑO-DOUCE, A.E.**, 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high- Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B8), p. 15623-15639.
- PEARCE, J.A.** 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episode*, 19, p. 120-125.
- PEARCE, J.A. & HOUJUN, M.**, 1988. Volcanic rocks of the 1985 Tibet geotraverse: Lhasa to Golmud. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A327, p. 169-201.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. W.; TINDLE, A. G.**, 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v.25, p. 956-983.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; POÇANO, W. L.**, 1986. Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.16, n.4, p. 376-415.
- PHILIPP, R.P.**, 1990. Geologia e petrologia dos Granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas (RS). Porto Alegre. *Dissertação de Mestrado*. Curso de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 222p.
- PHILIPP R.P.**, 1998. A Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, *Tese de Doutorado*, 255p.
- PHILIPP R.P.; MESQUITA M.J.; GOMES M.E.B.; ALMEIDA D.P.M.**, 1993. Reconhecimento estrutural e geoquímico dos Granitóides Brasileiros da região de Pelotas, RS. *Pesquisas*, 20(1), p. 3-13.
- PHILIPP, R.P.; NARDI, L.V.S.; BITENCOURT, M.F.**, 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: (Editores) Holz, M.; DE Ros, L. F. *Geologia do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, Centro de Investigação do Gondwana, Instituto de Geociências, UFRGS, p. 133-160.
- PHILIPP, R.P.; MACHADO, R.; NARDI, L.V.S.; LAFON, J.M.**, 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, v 32 , n.2, p. 277-290.
- PHILIPP, R. P. & MACHADO, R.**, 2002. Ocorrência e Significado dos Septos do Embasamento encontrados nas Suítes Graníticas do Batólito Pelotas, RS. *Pesquisas*, v. 29, n.1, p. 43-60.
- PHILIPP, R.P.; MACHADO, R.; CHEMALE Jr.F.**, 2003. Reavaliação e novos dados geocronológicos (Ar/Ar, Rb/Sr e Sm/Nd) do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: implicações petrogenéticas e idade de reativação das zonas de cisalhamento. *Geologia USP, Série Científica*, n.3, p. 71-84.
- PHILIPP, R.P. & CAMPOS, R.S.**, 2005. Controles geológicos das jazidas de granitos ornamentais da região de Encruzilhada do Sul, RS: origem das variedades comerciais do Granito Encruzilhada do Sul. *Pesquisas em Geociências*, 32(1), p. 37-49.
- PHILIPP, R.P. & MACHADO, R.**, 2005. The Neoproterozoic to Cambrian Granitic Magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 19, p. 461-478.
- PHILIPP, R.P.; CHEMALE Jr.F.; MACHADO, R.**, 2007. A geração dos granitóides neoproterozóicos do Batólito Pelotas: Evidências dos Isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: Frantz, J.C.; Ianuzzi, R. (eds.), *50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul*, Porto Alegre: UFRGS- PETROBRÁS, p. 59-77.
- PHILIPP, R.P.; LUSA, M., NARDI, L.V.S.**, 2008. Geochemistry and petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southernmost Brazil: a Paleoproterozoic continental-arc magmatism. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80(4), p.735-748.

- PICADA**, R.S., 1967. Estudos preliminares sobre a evolução geoquímica e mineralógica do Maciço Granítico Encruzilhada. *Publicação Especial da Escola de Geologia*, Universidade do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. n.14, p.1-87.
- PICADA**, R.S., 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense. SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25. São Paulo, *Anais...*, São Paulo, v.1, p. 167-191.
- PIN**, C.; BINON, M.; BELIN, J.M.; BARBARIN, B.; CLEMENS, J.D., 1990. Origin of microgranular enclaves in granitoids: equivocal Sr–Nd evidence from Hercynian rocks in the Massif Central (France). *Journal of Geophysical Research*.n.95, p. 17821– 7828.
- PITCHER**, W.S., 1993. The nature and origin of granite. *London, Chapman & Hall*. 321p.
- RAMGRAB**, G.E.; WILDNER, W.; CAMOZZATO, E., 1997. Mapa Geológico da Folha Porto Alegre SH.22-Y-B.Brasília, CPRM, *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos*, 144p.
- RÄMO**, T.; HAAPALA, I. & SALONSAARI, P., 1994. Rapakivi granite magmatism: Implications for lithospheric evolution. *Geological Survey of Finland, Guide, Helsinki*, v.37, p. 61- 68.
- RAMOS**, R.C., 2011. Evolução geológica da associação metavulcano-sedimentar da região de Arroio Grande, RS. *Projeto Temático II, Curso de Graduação em Geologia*, UFRGS. 33p.
- REID**, J.B.; EVANS, O.C.; FATES, D.G., 1983. Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. *Earth and Planetary Science Letters*. n. 66, p. 243–261.
- ROLLINSON**, H. R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. *Series: Longman Geochemistry. Publisher: Addison-Wesley Longman Ltd Format: Paperback*, 352p.
- RYERSON**, F.J. & HESS, P.C., 1978. Implications of liquid–liquid distribution coefficients to mineral–liquid partitioning. *Geochimica et Cosmochimica*. Acta 42, p. 921– 932.
- SAALMANN**, K.; HARTMANN, L.A.; REMUS, M.V.D.; KOESTER, E.; CONÇEIÇÃO, R.V., 2005. Sm–Nd isotope geochemistry of metamorphic volcanosedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. *Precambrian Research*, 136, p. 159-175.
- SEAMAN**, S.J. & RAMSEY, P.C., 1992. Effects of magma mingling in the granites of Mount Desert Island, Maine. *Journal of Petrology*, 100, p. 395-409.
- 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.
- SILVA**, L.C.; HARTMAN, L. A.; CHEMALE Jr., F., 1995. Natureza e evolução da crosta continental pré-gondwana: o registro granítico neoproterozóico (brasiliense) no sul do Brasil. Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 6º Encontro de Geologia do Cone Sul, 1º. Porto Alegre, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos...* Porto Alegre: SBG, p.79-81.
- SILVA**, L.C.; HARTMANN L.A.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER I.R., 1999. SHRIMP U/Pb zircon timing of Neoproterozoic granitic magmatism and deformation in the Pelotas Batholith in Southernmost Brazil. *International Geology Review*, v.41, p. 531-551.
- SOLIANI**, Jr.E., 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, *Tese de Doutorado*, 425p.
- SPARKS**, H.S. & WILSON, L., 1977. Magma mixing: A mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, 267, p. 315- 318.
- SPARKS**, R.S.J. & MARSHALL, L.A., 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.n.29, p. 99–124.
- STRECKEISEN**, A.L., 1976. To each plutonic rock, its proper name. *Earth Science Review*, v. 12, p. 1-33.
- SUN** S.S. & MCDONOUGH, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry, Editors, Magmatism in the ocean basins. *Geological Society London Special Publication*. v. 42, p. 313–345.
- SYLVESTER**, P.J., 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology, Chicago*. n. 97, p. 261-280.
- TAUSON**, L.V., 1974. Geochemical types of granitoids. *Doklady*, 215, p. 184-186.

- TESSARI, R.I. & PICADA, R.S.**, 1966. Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, RS. *Boletim do DNPM/DFPM*, 124, p. 1-147.
- UFRGS**, 2008. Mapeamento Geológico 1:25.000 de parte das folhas Passo das Canas SH22-Y-A-III-4 (MI2984/4) e Capané SH 22-Y-A-III-3 (MI2984/3). Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. *Curso de Geologia*. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS**, 2009. Mapeamento Geológico 1:25.000 de parte da folha Passo das Canas SH22-Y-A-III-4 (MI2984/4). Porto Alegre. 1 vol., 1 mapa. *Curso de Geologia*. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS**, 2010. Mapeamento Geológico 1:25.000 de parte das folhas Encruzilhada SH22-Y-A-VI-2 (MI2997/2) e Passo das Canas SH22-Y-A-III-4 (MI2984/4), RS. Porto Alegre, 1 vol., 2 mapas. *Curso de Geologia*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS**, 2011. Mapeamento Geológico 1:25.000 de parte da folha Várzea do Capivarita, RS. Porto Alegre. 1 vol., 1 mapa. *Curso de Geologia*. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- VASQUEZ, M.L.**, 1997. Evolução petrogenética dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, RS. Porto Alegre, *Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências*, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 195 p.
- VENTZKE, S.O.**, 2007. Mapeamento e Caracterização Tecnológica das Rochas Máficas associadas ao Granito Encruzilhada (Suíte Encruzilhada do Sul), RS. *Trabalho de Conclusão da Graduação*, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 64p.
- VERNON, R.H.**, 1983. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales*, 116, p. 77–103.
- VERNON, R.H.**, 2004. A practical Guide to Rock Microstructure. *Cambridge University Press*. 594 p.
- VERNON R.H.; ETHERIDGE, M.A.; WALL, V.J.**, 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, 22, p. 1-11.
- WAIGHT, T.E.; WEAVER, S.D.; MUIR, R.J.**, 1998. Mid-Cretaceous magmatism during transition from subduction to extension in southern New Zealand: a chemical and tectonic synthesis. *Lithos*, 45, p. 469-482.
- WATSON, E.B.**, 1976. Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. n.56, p. 119–134.
- WERNICK, E. & PENALVA, F.**, 1978. Contribuição ao conhecimento das rochas granitoides do Sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.8, n.2, p.113-133.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W.**, 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions Mineralogy and Petrology, Nova York*, v.95, p. 407-441.
- WHITE, A.J.R.**, 1979. Sources of granitic magmas. *Geol. Soc. Am., Abst.*, 11, 539p.
- WHITE, A.J.R.**, 1992. Granite handbook: description, genesis, some associated ore deposits-Short Course. In: Congresso Brasileiro Geologia, 37º. São Paulo, 1992. SBG 109p.
- WIEBE, R.A.**, 1991. Commingling of contrasted magmas and generation of mafic enclaves in granitic rocks. In: *Enclaves and Granite Petrology*, J. Didder and B. Barbarin, eds. Amsterdam: Elsevier, p. 393-402.
- WILLIG, C.D.; VALENTINI, N.; CONTE, C.N.; ZIR FILHO, J.A.; MÔNACO, O.A.**, 1974. Folha Porto Alegre (SH.22) e Lagoa Mirim (SI.22). In: Schobbenhaus Filho, C. (coord.) *Carta Geologica do Brasil ao milionésimo, Brasília, DNPM*, p. 1-69 e p. 85-98.
- WILSON, M.**, 1989. Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. *Chapman & Hall, London*, 466p.
- WONES, D.R.** 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *Am. Mineral*, 74: p. 744-749.

