

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**O SIGNIFICADO DOS ENCLAVES MICROGRANULARES FÉLSICOS
NA EVOLUÇÃO DE MAGMAS GRANÍTIOS: PETROLOGIA DOS
ENCLAVES DO PLÚTON SALTO, BATÓLITO ITU, SP**

Giovanna de Souza Pereira

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO

2013

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que seja citada a sua fonte.

CATALOGAÇÃO DA PUBLICAÇÃO

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Candidata: **Giovanna de Souza Pereira**

Dissertação: **O significado dos enclaves microgranulares
félsicos na evolução de magmas graníticos:
petrologia dos enclaves do Plúton Salto,
Batólito Itu, SP**

A Comissão Examinadora da Defesa da Dissertação de Mestrado, em
sessão pública realizada / / , considerou a candidata

() **Aprovada** () **Reprovada**

Orientador: Nome: _____

Assinatura: _____

Examinador(a): Nome: _____

Assinatura: _____

Examinador(a): Nome: _____

Assinatura: _____

Aos meus queridos pais com carinho e gratidão por toda paciência, apoio e imensurável dedicação ao longo de toda a minha jornada.

AGRADECIMENTOS

Ao prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi pela paciência, sabedoria, e plenitude. Você acima de tudo é um grande amigo! Obrigada por tudo, professor!

Aos meus queridos pais pela força, amizade, disponibilidade e acolhimento. A gente acha que depois de adulto vai se tornar independente dos pais. Que ignorância! É quando mais precisaremos deles!

À minha querida irmã por continuar me ajudando a manter o pé no chão, a me lembrar sempre de quem sou eu!

Aos queridos colegas da PETROBRAS, em especial Sara e Leandro, dois grandes amigos que sempre estão juntos comigo me dando apoio e ânimo. Vocês são demais!

Às queridas Dra. Sandra e Dra. Mônica, eu não sei o que seria de mim sem vocês! Obrigada por acreditarem em mim!

À querida Adriana Alves pelo apoio não só durante este trabalho, mas desde que nos conhecemos enquanto eu estava na minha graduação.

Aos funcionários do IGc-USP que de alguma maneira contribuíram para que este trabalho desse certo.

À agência de auxílio à pesquisa FAPESP, pelo suporte científico e financeiro na forma da bolsa de mestrado (processo 2010/03300-7) e projetos de auxílios à pesquisa (processos 2007/00635-5 e 2012/04148-0).

E, finalmente, ao meu grande amigo Diego Pacheco, companheiro das horas mais difíceis, das horas não tão difíceis, das horas em que você precisa de alguém, sabe? E ele sempre está lá, esse é o Diego Pacheco, essa é a melhor maneira de defini-lo. Muito obrigada, Di!

“A tarefa não é tanto ver aquilo que ninguém viu, mas pensar o que ninguém ainda pensou sobre aquilo que todo mundo vê.”

Arthur Schopenhauer

RESUMO

O Granito Salto, parte da Província Magmática Itu (~590 Ma), de caráter pós-orogênico, é um plúton composicionalmente variado, constituído por três unidades graníticas principais. O volume principal do plúton é formado por granitos vermelhos inequigranulares a porfíricos com textura rapakivi e matriz média, que passam a uma variedade com o plagioclásio de cor branca onde a textura rapakivi é mais evidente. Uma segunda unidade, designada granito pórfiro, é caracterizada pela presença de matriz fina da qual se destacam abundantes fenocristais de feldspatos (em parte com textura rapakivi), quartzo e hornblenda e ocupa a região centro-oeste do plúton, além de formar pequenos corpos isolados. A unidade granito inequigranular róseo, composicionalmente mais evoluída, ocorre no extremo oeste do plúton, e exhibe estruturas indicativas de cristalização em nível crustal raso (miárolos), sendo interpretada como a cúpula do plúton. Enclaves microgranulares félsicos, com formas elipsoidais e composição um pouco menos evoluída que os granitos rapakivi hospedeiros, são uma feição estrutural típica, e alcançam dimensões até 2-3 metros. Enclaves microgranulares mais máficos, com índices de cor de até 20-25, embora muito frequentes tanto no granito rapakivi como no granito pórfiro, são sempre de pequenas dimensões e arredondados (< 3 cm).

Com base nas feições estruturais de campo, na petrografia e na composição química de elementos maiores, traços e isótopos de Sr e Nd, foi elaborado um modelo evolutivo para a geração do Granito Salto e para a origem dos seus enclaves microgranulares. A unidade principal resultou da cristalização, em uma câmara magmática rasa (P máxima ~ 3 kbar), de um magma granítico gerado pela fusão parcial de fonte crustal metaígneia, possivelmente com alguma contribuição de magmas básicos derivados do manto, como indicado pela presença de enclaves microgranulares máficos. A unidade de cúpula foi formada pela ascensão de magmas menos densos gerados por fracionamento dentro da câmara magmática. Os enclaves microgranulares félsicos são interpretados como produtos de recarga da câmara por pulsos de magma em geral mais quente e mais primitivo, que foram aprisionados e congelados em porções onde o magma residente se comportava como um mush em fase avançada de cristalização. A origem do granito pórfiro pode estar também relacionada a processos de recarga, em vista de sua semelhança textural com porções dos enclaves microgranulares félsicos contaminados por cristais do granito hospedeiro.

ABSTRACT

The Salto Granite, part of Itu Magmatic Province (~ 590 Ma), of post-orogenic character, is a compositionally varied pluton, consisting of three main granitic units. Most of the pluton's volume is formed of inequigranular to porphyritic reddish granite with medium-grained matrix and rapakivi texture which seems to transit locally to a variety where plagioclase is white, and the rapakivi is thus more evident. A second unit, designated porphyry granite, is characterized by the presence of fine matrix and abundant phenocrysts of feldspar (some with rapakivi texture), quartz and hornblende and occupies the center-west of the pluton; it also forms some small isolated bodies. The pink inequigranular granite unit, compositionally more evolved, occurs on the western portion of the pluton, and displays structures indicative of crystallization at shallow crustal level (miaroles), being interpreted as the roof of the pluton. Felsic microgranular enclaves, with ellipsoidal shapes and compositions slightly less evolved than the host rapakivi granites, are a typical structural feature and may reach up to 2-3 meters. More mafic microgranular enclaves with color indices up to 20-25, although very common in both rapakivi granites and the granite porphyry, are always small and round shaped (<3 cm).

Based on the field structural features, petrography and major and trace element chemical composition as well as the Sr and Nd isotopes, an evolutionary model was developed for the generation of granite and for the origin of their felsic microgranular enclaves. The main unit crystallized in a shallow magma chamber (P max ~ 3 kbar), from a granitic magma generated by partial melting of a metagneous crustal source, possibly with some contribution from mantle-derived basic magmas as indicated by the presence of mafic microgranular enclaves. The cupola unit was formed by the ascent of less dense magmas generated by fractionation within the magma chamber. The felsic microgranular enclaves are interpreted as products of refilling of the chamber by new magma pulses that were generally hotter and more primitive than the resident magma. These were trapped and frozen in portions where the resident magma behaved like a mush in an advanced stage of crystallization. The origin of the porphyry granite may be related to these recharge processes, in view of their textural similarity with portions of felsic microgranular enclaves contaminated by crystals from the host granite.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	6
OBJETIVOS	7
LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	8
2. MATERIAIS E MÉTODOS	11
2.1. PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	11
2.2. LEVANTAMENTOS DE CAMPO	12
2.3. PETROGRAFIA	12
2.4. GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL	13
2.5. ISOTOPIA GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL	15
2.6. QUÍMICA MINERAL	16
3. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	16
3.1. DINÂMICAS DAS CÂMARAS E PROCESSOS MAGMÁTICOS	16
3.2. ENCLAVES MICROGRANULARES FÉLSICOS	19
4. GRANITO SALTO	21
4.1. GEOLOGIA E SITUAÇÃO TECTÔNICA	21
4.2. MAPEAMENTO GEOLÓGICO	26
4.2.1. MAPA FACIOLÓGICO	28
4.2.2. DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS	31
4.2.2.1. FÁCIES GRANITO RAPAKIVI	31
4.2.2.2. FÁCIES GRANITO RAPAKIVI VERMELHO	36
4.2.2.3. FÁCIES GRANITO PÓRFIRO	38
4.2.2.4. FÁCIES GRANITO INEQUIGRANULAR RÓSEO	46
5. PETROGRAFIA	51
5.1. FÁCIES GRANITO RAPAKIVI	53
5.2. FÁCIES GRANITO RAPAKIVI VERMELHO	59
5.3. FÁCIES GRANITO PÓRFIRO	61
5.4. FÁCIES GRANITO INEQUIGRANULAR RÓSEO	68
5.5. ENCLAVES MICROGRANULARES FÉLSICOS	71
5.6. ENCLAVES MICROGRANULARES MÁFICOS	74
6. GEOQUÍMICA	82
6.1. ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS	82
6.2. ELEMENTOS TERRAS RARAS E OUTROS ELEMENTOS TRAÇO	93
6.3. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	95
7. QUÍMICA MINERAL	97
7.1. BIOTITAS	97
7.2. ANFIBÓLIOS	101
8. DISCUSSÕES	105
REFERÊNCIAS	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Localização do Plúton Salto em relação à cidade de Salto.	9
Figura 2 – Mapa ilustrando o trajeto de acesso à cidade de Salto	10
Figura 3 – Imagens de satélite ilustrando regiões de afloramentos do Plúton Salto.....	11
Figura 4 – Noção “clássica” de câmaras magmáticas vs. <i>Fronts</i> de cristalização	17
Figura 5 – Mapa geológico da região aos arredores das cidades de Salto e Itu.....	22
Figura 6 – Mapa faciológico simplificado do Plúton Salto.....	24
Figura 7 – Aspectos gerais de campo dos enclaves microgranulares.	26
Figura 8 – Localização dos pontos levantados em campo.	27
Figura 9 – Mapa faciológico elaborado com base nos afloramentos visitados.	30
Figura 10 – Aspecto geral da rocha que predomina na fácies granito rapakivi.....	31
Figura 11 – Feições da fácies granito rapakivi	32
Figura 12 – Pequena drusa de quartzo dentro de enclave microgranular félsico.	32
Figura 13 – Enclave microgranular félsico apresentando uma coloração mais rosada em uma região que sofreu uma maior alteração hidrotermal	33
Figura 14 – Enclave félsico de dimensões métricas.....	34
Figura 15 – Enclave félsico apresentando muitas fraturas.	34
Figura 16 – Diferentes formatos dos enclaves microgranulares félsicos	35
Figura 17 – Pequeno enclave máfico de composição diorítica.....	35
Figura 18 – Rocha que caracteriza a fácies granito rapakivi vermelho.....	36
Figura 19 – Enclaves microgranulares félsicos na fácies granito rapakivi vermelho.....	37
Figura 20 – Ocorrência de enclaves microgranulares máficos no granito vermelho.....	37
Figura 21 – “Venulações” e bandas no granito vermelho	38
Figura 22 – Aspecto geral do granito pórfiro.	39
Figura 23 – Feições texturais presentes no granito pórfiro.....	39
Figura 24 – Ocorrência de porções hidrotermalizadas no granito pórfiro.	40
Figura 25 – Alteração no granito pórfiro.....	40
Figura 26 – Aspecto geral do granito pórfiro	41
Figura 27 – Enclaves máficos no granito pórfiro	42
Figura 28 – Feição semelhante a um enclave félsico no granito pórfiro	42
Figura 29 – Enclave de granito rapakivi no granito pórfiro.	43
Figura 30 – Banda de granito pórfiro cortando o granito pórfiro.	43
Figura 31 – Diques aplíticos no granito pórfiro em destaque.....	44
Figura 32 – Transição da fácies granito rapakivi para a fácies granito pórfiro	45
Figura 33 – Aspecto geral que define a fácies granito inequigranular róseo.	46
Figura 34 – Granito inequigranular com coloração mais avermelhada.....	47
Figura 35 – Cristais rapakivi no granito inequigranular róseo.....	47
Figura 36 – Enclave máfico com concentração de minerais félsicos ao seu redor	48
Figura 37 – Enclaves microgranulares félsicos no granito róseo.....	48
Figura 38 – Enclave microgranular félsico de coloração rosada	49
Figura 39 – Porções pegmatíticas com concentrações de minerais metálicos.....	49
Figura 40 – Diques aplíticos ramificados cortando o granito hospedeiro.....	50
Figura 41 – Miárolos no granito da fácies granito inequigranular róseo.	50
Figura 42 – Diagramas de variação tomando o teor de SiO ₂ como parâmetro.....	87
Figura 43 - Diagramas de variação tomando o teor de SiO ₂ como parâmetro.....	88
Figura 44 - Diagramas de variação tomando o teor de SiO ₂ como parâmetro.....	89
Figura 45 - Diagramas de variação sem os enclaves máficos, tomando o teor de SiO ₂ como parâmetro.	90

Figura 46 - Diagramas de variação sem os enclaves máficos, tomando o teor de SiO ₂ como parâmetro.	91
Figura 47 - Diagramas de variação sem os enclaves máficos, tomando o teor de SiO ₂ como parâmetro.	92
Figura 48 – Padrão de fracionamento dos elementos terras raras.	95
Figura 49 – Gráfico Nd versus razão ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr recalculados para a idade de 585 Ma.....	96
Figura 50 - Gráfico apresentando dados de Nd e razão ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr inicial para granitos do sudeste do estado de São Paulo	97
Figura 51 – Diagrama de classificação química de biotitas	99
Figura 52 – Diagrama de classificação química de biotitas	100
Figura 53 – Diagrama mostrando a relação entre a composição química e a ocorrência geológica de biotitas.	100
Figura 54 – Diagrama Mg vs. Al _{total} com discriminação dos tipos de ambientes ígneos.	101
Figura 55 – Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos.	103
Figura 56 – Diagrama com possíveis pressões de cristalização dos anfibólios do Plúton Salto	104
Figura 57 – Diagrama mostrando a provável relação das composições dos anfibólios com a fugacidade de oxigênio reinante durante a cristalização	104
Figura 58 – Esquema de evolução da câmara magmática do Plúton Salto.....	108

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Valores de susceptibilidade magnética para diferentes litotipos da fácies granito rapakivi.	36
Tabela 2 – Valores de susceptibilidade magnética para diferentes litotipos da fácies granito rapakivi vermelho.	38
Tabela 3 – Valores de susceptibilidade magnética para diferentes litotipos da fácies granito pórfiro.	46
Tabela 4 – Relação de seções delgadas do Plúton Salto descritas	52
Tabela 5 – Sequência de cristalização estimada para a assembleia mineral do granito rapakivi.	59
Tabela 6 – Sequencia de cristalização estimada para a assembleia mineral do granito pórfiro.	68
Tabela 7 – Sequencia de cristalização estimada para os minerais do granito róseo.....	71
Tabela 8 – Sequencia de cristalização estimada para a assembleia mineral dos enclaves félsicos.....	74
Tabela 9 – Sequencia de cristalização estimada para a assembleia mineral dos enclaves maficos.	79
Tabela 10 – Análises químicas por FRX.	85
Tabela 11 – Análises químicas por FRX.	86
Tabela 12 – Análises químicas por ICP-MS.....	94
Tabela 13 – Dados de isotopia geoquímica do Plúton Salto.	95
Tabela 14 – Dados de química mineral de biotitas.....	98
Tabela 15 – Dados de química mineral de anfibólios.....	102

ÍNDICE DE DIAGRAMAS

Diagrama 1 – Variação composicional dos granitos da fácies granito rapakivi.....	54
Diagrama 2 – Variação composicional das amostras de granito pófiro	62
Diagrama 3 – Variação composicional das amostras de granito róseo	69
Diagrama 4 – Variação composicional das amostras de enclaves micrograníticos	72
Diagrama 5 – Variação composicional das amostras de enclaves máficos.....	76
Diagrama 6 – Variação composicional QAP para granitos.....	80
Diagrama 7 – Variação composicional QAP para enclaves.....	81

1. INTRODUÇÃO

O estudo petrológico de enclaves microgranulares em corpos ígneos tanto plutônicos como vulcânicos tem trazido resultados muito importantes para o avanço científico da petrologia ígnea. Este conhecimento vem de modo significativo, modificando a compreensão da dinâmica dos diversos processos magmáticos.

Interpretados pela maioria dos autores até a década de 1970 como sendo de origem externa (xenólitos), ou como resíduos de uma área fonte máfica metaplutônica (Chappell & White, 1974), os enclaves microgranulares máficos passaram a ser aceitos, a partir dos trabalhos pioneiros de Didier (1973) como resultado de processos de injeção de magmas básicos em câmaras magmáticas graníticas, com base em evidências geológicas, petrográficas e geoquímicas. As texturas ígneas indicativas de resfriamento rápido, as quais já haviam sido descritas inclusive em trabalhos que admitiam uma origem metamórfica para os enclaves (Chappell & White, 1974), a presença de bordas resfriadas definindo o contorno dos enclaves, a ocorrência de “megacristais” de bordas corroídas com composição e dimensões similares às do granito hospedeiro (= xenocristais), são evidências consistentes com esse mecanismo de injeções mais máficas em câmaras graníticas. Estas feições são formadas através de pulsos do magma básico invasor, que por possuírem temperaturas na curva *solidus* mais elevadas, desta maneira se solidificam rapidamente (*chilling*) dentro do *mush* granítico, e se desfazem em enclaves.

O estudo de enclaves magmáticos em granitos brasileiros, embora ainda realizado em poucas ocorrências, tem resultado em algumas contribuições importantes para a melhor caracterização destas feições. Wernick & Ferreira (1987) apresentaram trabalho pioneiro mostrando a conexão entre enclaves, diques sin-plutônicos e processos de mistura magmática no Granito Itaqui, e Vlach (1993) apresentou descrições detalhadas de enclaves nos granitos de Morungaba, com implicações na geração de rochas híbridas. Estudo pioneiro a nível mundial foi apresentado por Plá Cid *et al.* (2003), em enclaves lamprofíricos presentes no Sienito Piquiri, os quais demonstraram ter iniciado sua cristalização em *co-mingling* com as rochas sieníticas hospedeiras em condições do manto superior.

Trabalhos referentes ao estudo sistemático de enclaves microgranulares em granitos do Estado de São Paulo, conduzidos pelo orientador deste trabalho e equipe, têm revelado que em uma proporção elevada dos casos a composição

desses enclaves não é normalmente básica, e o contraste composicional com o granito hospedeiro pode ser caracterizado como mínimo (Filipov & Janasi, 2001; Leite *et al.*, 2007). Tal observação recoloca em questão o significado desses enclaves, pois ao mesmo tempo em que exibem feições geológicas e texturais compatíveis com uma origem magmática e intrusiva em um *mush* granítico, ainda permanece pouco claro o motivo pelo qual magmas de composição essencialmente similar à do hospedeiro desenvolveriam feições de resfriamento rápido e se desmanchariam em enclaves. Nesse sentido, cumpre-se lembrar que a origem tipicamente admitida para enclaves microgranulares félsicos na literatura petrológica é distinta: Barbarin & Didier (1992) sugerem que estes corpos tratam-se de fragmentos pertencentes à borda resfriada do plúton (= autólitos). Dentro da literatura mais recente, contudo, têm sido citadas situações similares, em que a ocorrência de enclaves microgranulares félsicos parece ser muito mais comum do que até então observado e descrito, e que um estudo mais detalhado destas feições pode ser utilizado para uma melhor compreensão da dinâmica das câmaras magmáticas graníticas, aparentemente mais complexa do que anteriormente reconhecido (Waight *et al.*, 2007).

OBJETIVOS

A ocorrência de enclaves microgranulares félsicos, ou simplesmente enclaves micrograníticos, é abundante no Plúton Salto, uma das quatro intrusões principais que compõem o Batólito Granítico Itu (Galembeck, 1997). Estudos iniciais de caracterização e investigação do significado petrológico destes enclaves foram conduzidos como tema de Iniciação Científica (Processo FAPESP 2007/08683-9) e Trabalho de Formatura, nos quais foram obtidos significativos dados sistemáticos da geologia em escala de campo, análise petrográfica dos principais litotipos, além da geoquímica dessas rochas (Pereira, 2009). Foi observado que os enclaves micrograníticos que lá ocorrem são quimicamente similares aos seus granitos hospedeiros, embora tipicamente um pouco mais primitivos que estes, e oriundos de magmas de temperatura mais alta. Em outra ocorrência granítica recentemente estudada por membros da equipe de pesquisa do orientador deste trabalho (Plúton Mauá; Alves *et al.*, 2010), enclaves microgranulares félsicos com características semelhantes aos do estudo em questão, foram interpretados como resultantes de processos de auto-mistura (*self-mixing*) através da injeção de novos pulsos de

magma em um *mush* granítico, já em estado avançado de cristalização (Alves *et al.*, 2010). No caso do Plúton Salto, entretanto, a presença comum de enclaves microgranulares máficos por todas as fácies graníticas que o compõem, geralmente de pequenas dimensões (milimétricas a centimétricas), sugere que injeções de magmas básicos, contemporâneos ao magmatismo principal, podem ter agido como fonte térmica para a geração dos magmas precursores dos enclaves e, possivelmente, contribuído também para a geração de rochas híbridas.

Desta forma, este trabalho teve como principal objetivo a caracterização dos enclaves microgranulares félsicos bem como das diferentes fácies graníticas que compõem o Plúton Salto. Além disso, foi investigada detalhadamente a relação dos enclaves com os respectivos corpos graníticos que os hospedam. Para tanto, foram realizados levantamentos de campo, com foco nas relações estruturais e distribuição dos enclaves microgranulares pelas várias porções do plúton, além de se caracterizar melhor a geometria e as relações estruturais da fácies granito pórfiro, que tem matriz visualmente muito semelhante aos enclaves microgranulares félsicos, sugestiva de vínculos genéticos. Para identificar as condições de cristalização dos magmas, além de suas áreas-fonte e vinculações genéticas, foram utilizados, após análises petrográficas detalhadas dos diferentes litotipos, a geoquímica de rochas (dados em parte já obtidos durante o Trabalho de Formatura), a geoquímica isotópica (sistemas Rb-Sr e Sm-Nd).

A partir dessas diferentes caracterizações, foi elaborada uma reestruturação do mapa geológico do Plúton Salto, anteriormente proposto por Galembeck (1997), com o objetivo de caracterizar melhor a zonalidade das diferentes fácies graníticas que o compõem, além de definir o papel dos enclaves micrograníticos nesta distribuição.

Em uma perspectiva mais ampla, os resultados obtidos permitiram uma melhor compreensão do significado dos enclaves micrograníticos na evolução magmática de câmaras graníticas.

LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

O Granito Salto situa-se aproximadamente a sudeste-leste da cidade de Salto (Figura 1), sendo possível encontrar diversos afloramentos do granito na área urbana do próprio município. O acesso à cidade de Salto, a partir da cidade de São Paulo, pode ser feito através da Rodovia dos Bandeirantes (SP-348) até a cidade de Jundiaí, onde o acesso é feito pela Rodovia Dom Gabriel Paulino Bueno Couto (SP-

300) até a cidade de Salto (Figura 2). Os levantamentos de campo no Granito Salto são realizados em afloramentos de lajes e matacões, muitos dos quais cortados para exploração na forma de paralelepípedos, nos arredores da cidade de Salto. Uma característica marcante dos diferentes corpos ígneos que compõem o Batólito Granítico Itu é a de aflorarem na forma de matacões, com dimensões variáveis, métricas a decamétricas, muitas vezes caracterizando os denominados “mares de matacões”, que por vezes são observáveis na escala de imagens de satélite de alta resolução (Figura 3).

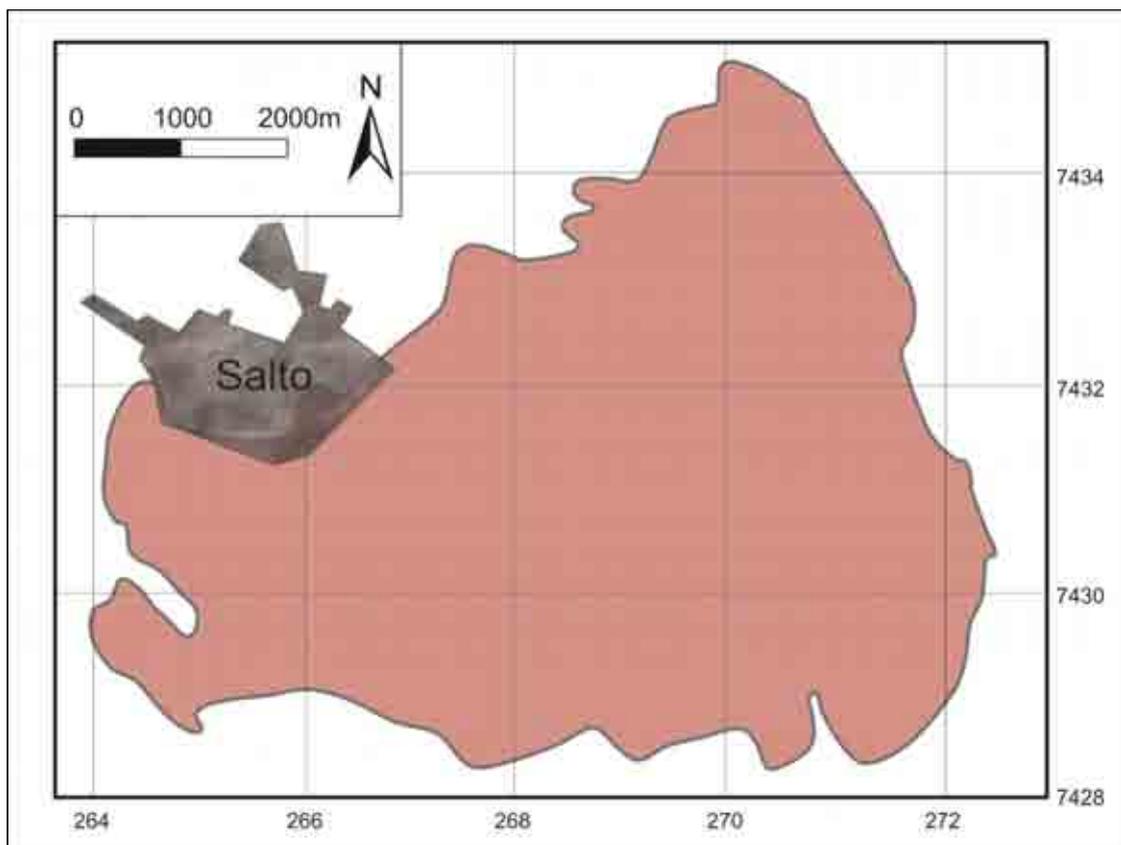


Figura 1 – Localização do Plúton Salto em relação à cidade de Salto (SP).
Modificada de Galembeck (1997); coordenadas UTM em km.

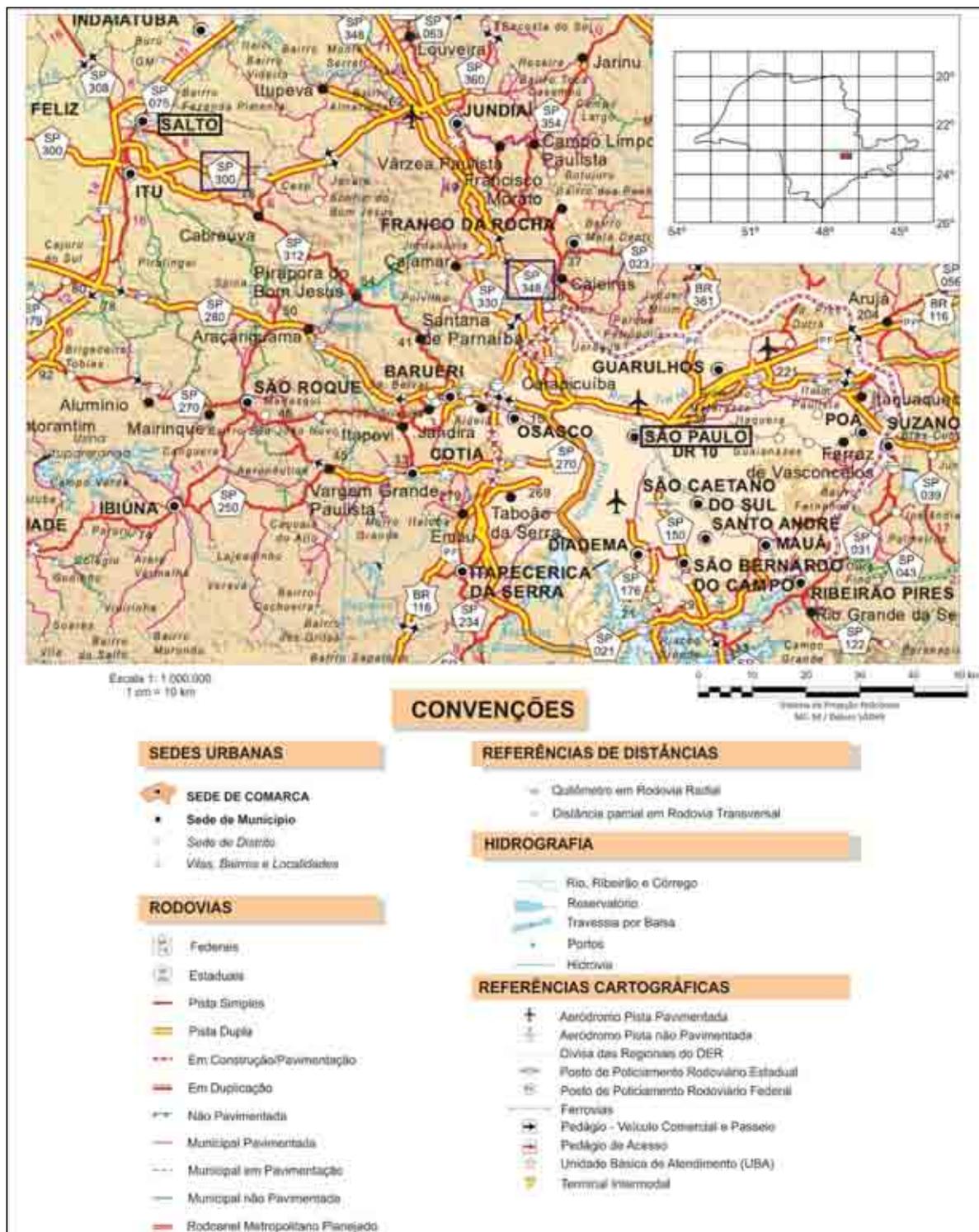


Figura 2 – Mapa ilustrando o trajeto de acesso à cidade de Salto (quadrado preto) partindo-se de São Paulo (quadrado preto). As estradas de acesso estão destacadas por quadrados azuis. Extraído de <http://www.der.sp.gov.br/website/Documentos/maps.aspx>



Figura 3 – Imagens de satélite ilustrando regiões de afloramentos do Plúton Salto onde ocorrem os “mares de matacões”. Extraídas do *software* Google Earth 6.0.3.2197.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Durante o desenvolvimento deste projeto foram feitos levantamentos bibliográficos, com ênfase em trabalhos que tratavam da natureza e ocorrência de enclaves microgranulares em corpos graníticos. Foram abordados também temas como misturas de magmas, caracterização geoquímica e isotópica de granitos e zoneamento na distribuição de elementos traço em minerais, principalmente os feldspatos, uma vez que o processo de difusão química em escala mineral tem se

mostrado como uma importante ferramenta na discussão dos diferentes processos magmáticos. Este método se mostrou essencial durante toda a execução deste trabalho, uma vez que a leitura de textos científicos auxiliou na elucidação de questões que foram surgindo naturalmente ao longo de seu desenvolvimento.

2.2. LEVANTAMENTOS DE CAMPO

Dados de levantamentos de campo obtidos durante o desenvolvimento da Monografia do Trabalho de Formatura foram utilizados, com refinamento para o contexto do presente trabalho. Foram realizados também novos levantamentos de campo na região com o objetivo de reestruturar o mapa faciológico de Galembeck (1997), com ênfase na identificação da zonalidade da câmara magmática pretérita (identificação das margens e topo, indicações de orientação paleovertical, e definição da geometria dos corpos de granito pórfiro), além da distribuição dos enclaves nas diferentes porções do plúton. Durante estes trabalhos de campo fez-se uso de aparelho GPS Garmin modelo eTrex Legend H para uma localização mais precisa de afloramentos, e obtenção de coordenadas UTM para plotagem em mapas; utilizou-se também um susceptímetro portátil modelo Exploranium Kappameter KT-9, para medidas de susceptibilidade magnética (em mili (10^{-3}) unidades SI – Sistema Internacional) com o objetivo de demonstrar diferenças na distribuição dos minerais magnéticos dos diferentes litotipos.

Para uma melhor sistematização espacial dos dados, foram utilizados dados com base SRTM da Embrapa e base SIG da CPRM. Estes dados foram lançados em bancos de dados georreferenciados, utilizando os *softwares* ArcGIS 10, Global Mapper 11, e Google Earth 6.0.3.2197; para os trabalhos de edição gráfica de mapas, fotos e figuras utilizam-se os *softwares* Corel Draw X6, Adobe Illustrator CS5.

2.3. PETROGRAFIA

Foram realizadas análises petrográficas de diferentes litotipos (seleção das amostras melhor representativas a partir da análise macroscópica) com o auxílio de um microscópio Zeiss Axioplan de luz transmitida e refletida na análise de seções delgadas convencionais (espessura de 0,03 milímetros) elaboradas em laboratório do Instituto de Geociências. Foram obtidas fotomicrografias das feições texturais de

maior interesse utilizando câmera digital Canon, resolução de 4,1 megapixels, acoplada ao microscópio petrográfico Olympus modelo BX-50 pertencente ao Laboratório de Microscopia Petrográfica (LMP) do Instituto de Geociências.

Com o objetivo de obter uma estimativa mais precisa das porcentagens dos minerais nas seções delgadas, foram realizadas análises modais de lâminas selecionadas, com o auxílio de um *charriot* acoplado ao microscópio petrográfico, além de um contador de pontos, ambos pertencentes ao LMP. Em seções delgadas de rocha de granulação média a grossa (granitos hospedeiros) foram realizados trinta e seis perfis com cinquenta pontos em cada um, totalizando assim mil e oitocentos pontos; o espaçamento entre os pontos nos perfis e entre os perfis é de 0,5 mm, abrangendo assim uma área de 4,5 cm²; para rochas de granulação fina a muito fina (enclaves) são realizados trinta perfis com cinquenta pontos em cada um, totalizando mil e quinhentos pontos de análise; o espaçamento entre os pontos nos perfis e entre os perfis era de 0,2 mm, analisando assim uma área de 0,6 cm². Este método de contagem de pontos permite uma estimativa das proporções volumétricas entre os minerais da rocha analisada a partir de suas proporções relativas medidas em uma determinada área.

2.4. GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Análises geoquímicas de rocha total utilizam como métodos a fluorescência de raios X (FRX), e a espectrometria de massa com fonte de plasma induzido (ICP-MS); alguns desses dados já foram produzidos durante a elaboração da Monografia do Trabalho de Formatura.

O material coletado em levantamento de campo foi tratado no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA), do Instituto de Geociências, antes de ser encaminhado para análise química. Este tratamento abrange as seguintes etapas:

- Escolha de amostras representativas (10 vezes maior que o maior grão da amostra);
- Retirada de porções alteradas da amostra (quando presentes) por meio da prensa hidráulica;
- Britagem das amostras em britador de mandíbulas de aço;
- Prensagem em prensa hidráulica;
- Quarteamento e homogeneização do material prensado;

- Moagem da amostra quarteada em moinho de ágata do tipo planetário até granulometria menor que 200mesh;
- Micronização do pó por cerca de 15 minutos em solução com etanol (somente para pastilhas de pó prensado);
- Secagem da solução em estufa por cerca de 48 horas;

Para a obtenção de pastilhas de pó prensado, foram separados cerca de 7g do pó obtido pela micronização, o qual foi misturado de maneira manual com cera ligante ($C_6H_8O_3N_2$) na proporção de 20% da massa de pó total (~ 1,4g). A mistura resultante foi levada a uma prensa de carbeto de tungstênio, a qual produz pastilhas do material de 40 mm de diâmetro a uma pressão de 30 kPa.

A preparação de pastilhas de material fundido foi realizada primeiramente com a mistura de 1g do pó da amostra moída com nove partes de fundente (metaborato de lítico com tetraborato de lítio); posteriormente esta mistura foi encaminhada para fundição em um forno específico para a obtenção de pastilhas fundidas.

Vale aqui ressaltar que a escolha de uma amostra não representativa para análise química pode ser uma grande fonte de erro. A diminuição granulométrica das amostras pretendida (< 200mesh) tem a necessidade de ser feita de maneira correta, visto que esta pode comprometer a qualidade do material preparado (e.g. trincagem de pastilha fundida por função de grãos de tamanho maior que o ideal na preparação).

As pastilhas fundidas e de pó prensado foram analisadas por fluorescência de raios X no Laboratório do Instituto de Geociências da USP, utilizando um espectrômetro de massa automático Philips, modelo PW2400, capaz de medir quantitativamente elementos de número atômico maior que 8, e com limites de detecção da ordem de 1-10 ppm para elementos traço. Este método consiste na análise de pastilhas de material fundido para obtenção das quantidades de elementos maiores na amostra, e da análise de pastilhas de pó prensado para detecção quantitativa de elementos traço; detalhes adicionais da metodologia utilizada neste laboratório são descritos por Mori *et al.* (1999). Os elementos terras raras e outros elementos traço presentes em teores mais baixos (elementos terras raras, Th, U, Ta, Hf, etc.) foram analisados no Laboratório de Química e ICP-AES/MS do Instituto de Geociências, pelo método de ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) através do equipamento ELAN 6100 DRC da Perkin Elmer (Navarro, 2004). Na metodologia adotada no laboratório, as amostras são solubilizadas por ataque ácido ($HF + HNO_3$) em bomba de teflon (bomba Parr) com

pressão e temperatura controladas. Os limites de detecção das análises químicas para os elementos terras raras, Th, U, etc. encontram-se em torno de 10 ppb (Navarro *et al.*, 2008).

2.5. ISOTOPIA GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Dados de geoquímica isotópica em rocha total (sistemas Rb-Sr e Sm-Nd) foram obtidos no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (CPGeo) para cinco amostras analisadas previamente para elementos traço. Essas análises foram feitas com o objetivo de determinar se o granito hospedeiro e seus respectivos enclaves possuem caráter comagmático, e também inferir possíveis fontes para os magmas a partir do qual os diferentes litotipos do plúton foram gerados.

Ambos os métodos se baseiam no decaimento de elementos radioativos, ou isótopos pai (^{87}Rb e ^{147}Sm) para elementos radiogênicos, ou isótopos filho, estáveis (^{87}Sr e ^{143}Nd).

O método radiométrico Rb-Sr é usualmente aplicado na petrologia ígnea para determinação de idades absolutas de rochas ígneas, além de indicar, principalmente, parâmetros petrogenéticos de derivação tanto crustal quanto mantélica dos magmas geradores, considerando a mobilidade difusiva do Sr pelos diferentes minerais portadores deste elemento nas temperaturas típicas de geração e evolução de magmas graníticos. Já o sistema Sm-Nd auxilia na determinação do tempo de residência do magma gerador da rocha em crosta continental, considerando a evolução de uma rocha através da fusão parcial a partir de um reservatório condrítico, gerando dois tipos de reservatórios secundários: um empobrecido nos elementos tipicamente fracionados pelos magmas crustais, o manto depletado; e outro enriquecido nestes elementos, consistindo inúmeras rochas ígneas com derivação crustal. Deste modo, com base nas razões entre os membros finais, é modelada uma idade de formação para a rocha analisada.

A metodologia laboratorial básica de tratamento de amostras para análise de ambos os sistemas radiométricos consiste na pesagem da amostra, e sua dissolução total (abertura da amostra) por via ácida, com separação dos elementos em questão por colunas de troca iônica, para posterior determinação das razões isotópicas desses elementos em espectrômetros de massa específicos, semelhante à metodologia de análise química por ICP-MS.

Neste trabalho, as razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram normalizadas para o valor de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ (Nier, 1938). Enquanto, no sistema Sm-Nd, as razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (medidas como Nd^+) foram normalizadas para o valor de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ (De Paolo, 1981). O parâmetro $\text{Nd}(0)$ corresponde ao valor atual ($t = 0$) e é calculado segundo a equação: $\{[(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{AM}}/0,512638] - 1\} * 104$, onde $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0,512638$ (Hamilton *et al.*, 1983).

2.6. QUÍMICA MINERAL

Os dados de química de biotitas e anfibólios apresentados neste trabalho foram extraídos de Galembeck (1997), de modo que não foi necessário obter dados em maior volume. Estes foram utilizados para classificação química dos minerais, além de determinar a natureza e condições de cristalização da rocha que os contém.

3. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. DINÂMICAS DAS CÂMARAS E PROCESSOS MAGMÁTICOS

O crescimento de plútons é um processo de multi-escala de tempo com grandes câmaras magmáticas se desenvolvendo durante episódios com maiores fluxos de magmas. Muitos plútons e batólitos se formam pela aglomeração de pulsos discretos que comumente têm o formato de *sills* (Annen, 2009). Entretanto, a noção “clássica” de que, dentro da câmara magmática, cristais nucleiam, crescem e se depositam *ad infinitum* no interior de grandes piscinas de magma para, eventualmente, formarem rochas está em desuso. Os processos magmáticos em câmara parecem operar a pequenas escalas dentro de *fronts* de solidificação marginais (Marsh, 2006 – Figura 4).

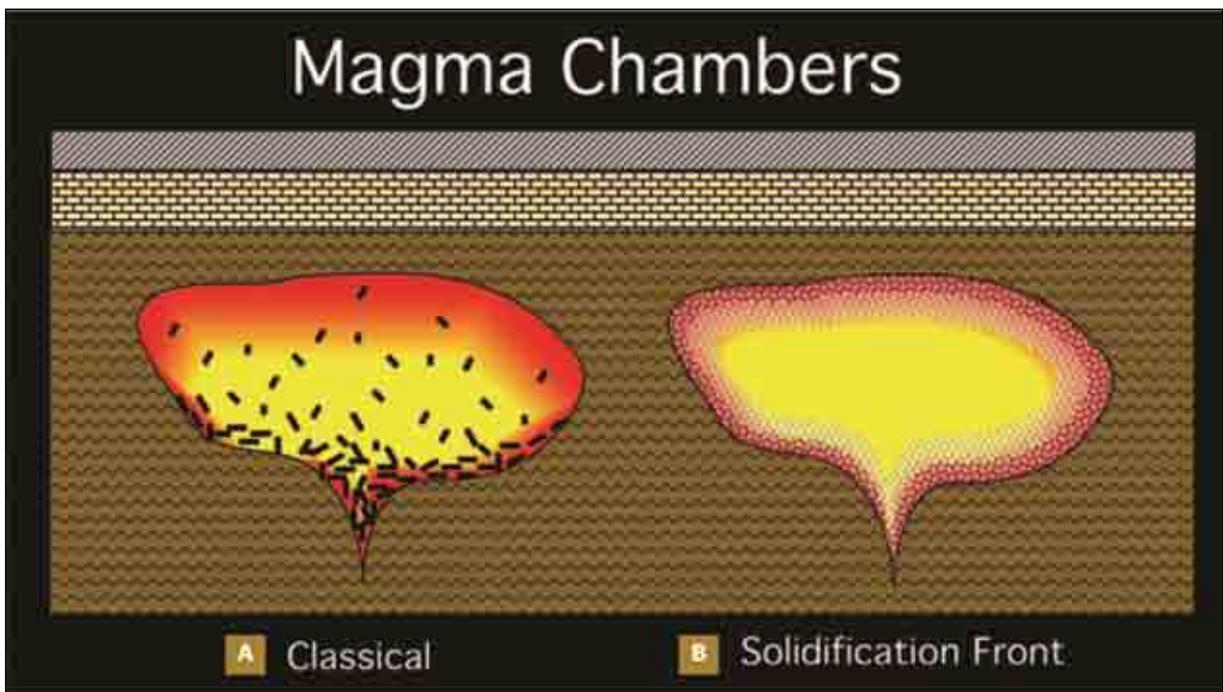


Figura 4 – Noção “clássica” de câmaras magmáticas (A) vs. *Fronts* de cristalização (B). Extraído de Marsh (2006).

O motor fundamental para o magmatismo silicático é o poder de entrada do manto, e os magmas silicáticos podem ser originados a partir de três fontes principais: crosta superior, crosta inferior e *subducting slab*. Para sistemas relativamente pequenos a escala de tempo varia entre 10^3 e 10^4 anos, ficando entre 10^5 e 10^6 anos para sistemas magmáticos muito grandes (Miller, 2007).

Entretanto, seria correto dizer que o plúton representa uma câmara magmática? Se as rochas foram algum dia um magma amplamente fundido e móvel, pode ser que um dia elas foram uma câmara magmática (Bachl *et al.* 2001). Todavia, alguma diferenciação por cristalização é provável, em contraste com a formação de rochas mais homogêneas nas margens da câmara onde ocorre “congelamento”.

Tem sido amplamente reconhecido que corpos graníticos resultam de uma interação complexa de vários processos petrogenéticos, como cristalização fracionada, diferenciação termo-gravitacional, imiscibilidade de líquidos, contaminação e/ou assimilação das encaixantes e processos de interação de magmas. Muitas massas graníticas contêm rochas híbridas, apontando para a coexistência de dois ou mais magmas composicionalmente contrastados. Tais rochas híbridas fornecem evidências do importante papel dos magmas máficos na geração e evolução de magmas granitoides cálcio-alcálicos. Uma abordagem de geoquímica de rocha total por si só não fornece um modelo petrogenético inequívoco porque suas tendências lineares em diagramas binários podem resultar

não somente de mistura, mas também de pequenos graus de cristalização fracionada. Similarmente, pequenos corpos de magmas híbridos podem ter se reequilibrado quimicamente com seu magma hospedeiro e, conseqüentemente não mais refletem sua química magmática inicial. Existem numerosos processos que podem tornar difícil estabelecer claramente cronologias para eventos de mistura de magmas (Slaby & Martin, 2008).

São muitos os modelos para mecanismos de mistura em ambiente plutônico (Bateman, 1995): (1) uma única fase entre intrusão do magma máfico em uma câmara félsica e hibridização *in situ* ao longo da interface; (2) hibridização ocorre antes da ascensão do magma, na localização da fusão parcial onde o calor do magma máfico causou o evento de fusão crustal; (3) magmas podem se tornar hibridizados através de um processo de captura de cristais; (4) difusão seletiva de alguns componentes, ou mistura mecânica de líquidos intersticiais. Megacristais de K-feldspato podem ser explicáveis por tal mecanismo. Existem várias inibições cinéticas e dinâmicas para completa mistura entre magmas máficos e quentes e magmas félsicos e frios através de uma estratificação estável por densidade.

Algumas erupções podem ser desencadeadas por mistura e coexistência de magmas. Eventos de mistura que se considera que ocorram em câmaras abaixo de edifícios vulcânicos compreendem processos físicos e químicos entrelaçados (Snyder, 1997).

Além de serem identificadas na química dos magmas, variações na composição de minerais magmáticos registram mudanças químicas e físicas no magma a partir do qual eles cresceram (Ginibre, 2007). Com novas técnicas analíticas para a composição de elementos maiores, menores e traço (alta resolução espacial), processos magmáticos como cristalização, recarga em uma câmara magmática, decompressão durante ascensão, e convecção na câmara magmática podem ser identificados e a história dos sistemas magmáticos antes da erupção podem ser reconstruídos.

3.2. ENCLAVES MICROGRANULARES FÉLSICOS

A caracterização petrológica de enclaves microgranulares em corpos plutônicos e vulcânicos tem trazido resultados de grande importância na compreensão da dinâmica de diferentes processos magmáticos.

Enclaves microgranulares são normalmente interpretados como injeções de um magma mais quente e mais máfico em uma câmara magmática félsica mais fria (Barbarin & Didier, 1992; Wiebe & Adams, 1997), característica muito comum e distintiva de muitos plútons granitoides cálcio-alcálicos tipo I, S e A anorogênicos. Entretanto, quando estes enclaves são félsicos, e possuem composições similares ao granito hospedeiro, eles são comumente referidos como autólitos ou enclaves cognatos (Kumar *et al.* 2004). Como observado por diversos autores (e.g. Vernon, 1984; Waight *et al.*, 2007), estes enclaves são normalmente observados em intrusões de ocorrência em níveis crustais rasos. Tais enclaves têm também sido reportados em rochas vulcânicas, o que não restringe a coexistência de magmas máficos e félsicos a um ambiente geológico específico, ocorrendo tanto em rochas intermediárias cálcio-alcálicas intrusivas quanto extrusivas.

Waight *et al.* (2001) e Elburg (1996) apresentaram estudos sistemáticos pioneiros em enclaves microgranulares félsicos (ou micrograníticos), mostrando que eles possuem típico formato elipsoidal, tamanho variando entre centimétricos a métricos, granulometria fina, além de apresentarem feições texturais e estruturais que sugerem um comportamento reológico plástico durante sua incorporação ao magma granítico hospedeiro. Os enclaves estudados por esses autores possuem associações minerais similares às do granito hospedeiro, porém apresentam maior proporção de minerais ferromagnesianos e plagioclásio em relação a feldspato alcálico e quartzo, e assinatura geoquímica isotópica mais primitiva (maior Nd e menores razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais; Elburg, 1996).

Diversas possibilidades genéticas foram apresentadas na literatura para a origem dos enclaves micrograníticos: (1) fragmentos “cognatos” de cumulos finos; (2) glóbulos de magma mais máfico coexistindo com o magma hospedeiro (em processos de *mingling*); (3) fragmentos da área fonte do magma (refratários ou não) que não sofreram fusão parcial (*restite unmixing model*) (Waight *et al.*, 2001; Elburg, 1996); (4) pedaços da borda resfriada do corpo intrusivo (*chilled margins*) (Barbarin & Didier, 1992), (5) fragmentos das margens de diques rompidos (Paterson *et al.* 2004). Mais recentemente, Hawkins & Wiebe (2004) sugeriram que o calor de

magmas básicos colocados na base de câmaras magmáticas pode provocar a remobilização de líquidos intersticiais, e eventualmente gerar enclaves micrograníticos. De maneira mais restrita, esses enclaves também poderiam ser formados em situações em que o magma se “quebra” sob um esforço (*strain*) rapidamente aplicado, dando origem a corpos diferenciados dentro do *mush* granítico (Vernon, 1984). Do ponto de vista físico, a interação (“mistura”) de um magma mais quente formador do enclave, ou seja, mais “máfico”, com um magma relativamente mais frio hospedeiro (mais “félsico”), envolve efeitos de transferência de calor atuando para enrijecer o enclave, e cisalhamento viscoso imposto pelo magma hospedeiro fluindo, e agindo para deformar e dispersar os enclaves, o que explica o “fenômeno” de formação dos enclaves (Blake & Fink, 2000). Alguns estudos sobre formatos e tamanhos de enclaves como função da taxa de erupção e suas posições dentro de fluxos de lava e menores intrusões têm fornecido novos modelos para estudo dos fluxos de magma durante erupção.

Alguns autores destacam que a ocorrência de enclaves microgranulares félsicos em corpos graníticos deve ser muito mais comum do que até então descrito, pois o componente félsico destes plútons pode decorrer da interação complexa de vários processos petrogenéticos, e representar o resultado final de múltiplas injeções de fundidos crustais provenientes de diferentes fontes, que subsequentemente foram parcialmente homogeneizados, e conseqüentemente tiveram suas assinaturas iniciais obliteradas (Waight *et al.*, 2007). A contribuição de termos mais primitivos (em parte, apresentando assinatura mantélica) é uma hipótese comumente aceita, mas processos de hibridização eficazes podem dificultar a identificação destas fontes (Waight *et al.*, 2007).

Deste modo, processos envolvendo coexistência de magmas, com graus variados de mistura, e a conseqüente geração de enclaves micrograníticos, são os mais aceitos na literatura petrológica atual. Em alguns casos, existem evidências de que este processo está associado a injeções de magmas mais primitivos e quentes provenientes de uma fonte externa (Arvin *et al.*, 2004), enquanto em outros parece ocorrer a coexistência (*mingling*) de magmas cogenéticos com diferentes graus de fracionamento. Segundo Waight *et al.* (2001), estas similaridades composicionais entre enclaves e granitos hospedeiros podem ser atribuídas, entre outras possibilidades, à troca química via um processo lento de difusão entre líquidos e *mushes* coexistentes em corpos plutônicos rasos. Interações entre magmas e enclaves são controladas por contrastes físicos e químicos entre ambos e podem

ser simultâneas, caracterizando-se por mecânicas, termais e/ou químicas; xenocristais do magma hospedeiro podem ainda ser assimilados pelos enclaves (Nitoi *et al.* 2002).

Outras características comuns dos enclaves microgranulares são margens “congeladas” contra a rocha hospedeira, indicando que foram tensionados e congelados para enclaves sólidos de granulação mais fina no magma hospedeiro. Além disso, estes enclaves possuem tipicamente feições de corrosão nas bordas, sobrecrecimentos e descontinuidades zonais fortes (*spikes* composicionais) no plagioclásio. Essas características refletem uma instabilidade composicional de minerais misturados em um magma mais máfico, a partir de um magma mais félsico. Por essa razão, o magma que dá origem aos enclaves normalmente aparenta ser de origem híbrida (Paterson *et al.* 2004).

4. GRANITO SALTO

4.1. GEOLOGIA E SITUAÇÃO TECTÔNICA

O Granito Salto é uma intrusão de forma subcircular com cerca de 36 km² de área aflorante, que, aparentemente, corresponde à intrusão mais jovem do Batólito Granítico Itu, localizada na porção ocidental deste complexo (Galembeck, 1997) (Figura 5), e datado pelo método U-Pb em zircão por Töpfer (1996) em cerca de 585±6 Ma. O Batólito Granítico Itu, denominado por Galembeck (1997) como Complexo Granitóide Itu, é integrante de uma província de granitos de caráter pós-orogênico, a Província Itu (Vlach *et al.*, 1990; Wernick *et al.*, 1997) que se instalou no extremo sul da borda retrabalhada do cráton Paranapanema (Campos Neto, 2000), junto ao contato com a Faixa de Dobramentos Ribeira (Janasi *et al.*, 2006) durante o Neoproterozóico. O batólito encontra-se inserido no Bloco Tectônico Jundiáí, limitando-se a sul pela zona de cisalhamento Itu-Jundiuvira, a norte pela falha de Jacutinga, encontrando-se recoberto a oeste pelos sedimentos permocarboníferos do Subgrupo Itararé, inserido na estratigrafia da Bacia do Paraná. Uma série de falhas transcorrentes que ocorrem na região (da Cachoeira, da Fonte, de Cururu, de Piraí e de Itaguá) está associada ao *splitting off* da Zona de Cisalhamento Itu, esta por sua vez vinculada à Zona de Cisalhamento de Taxaquara.

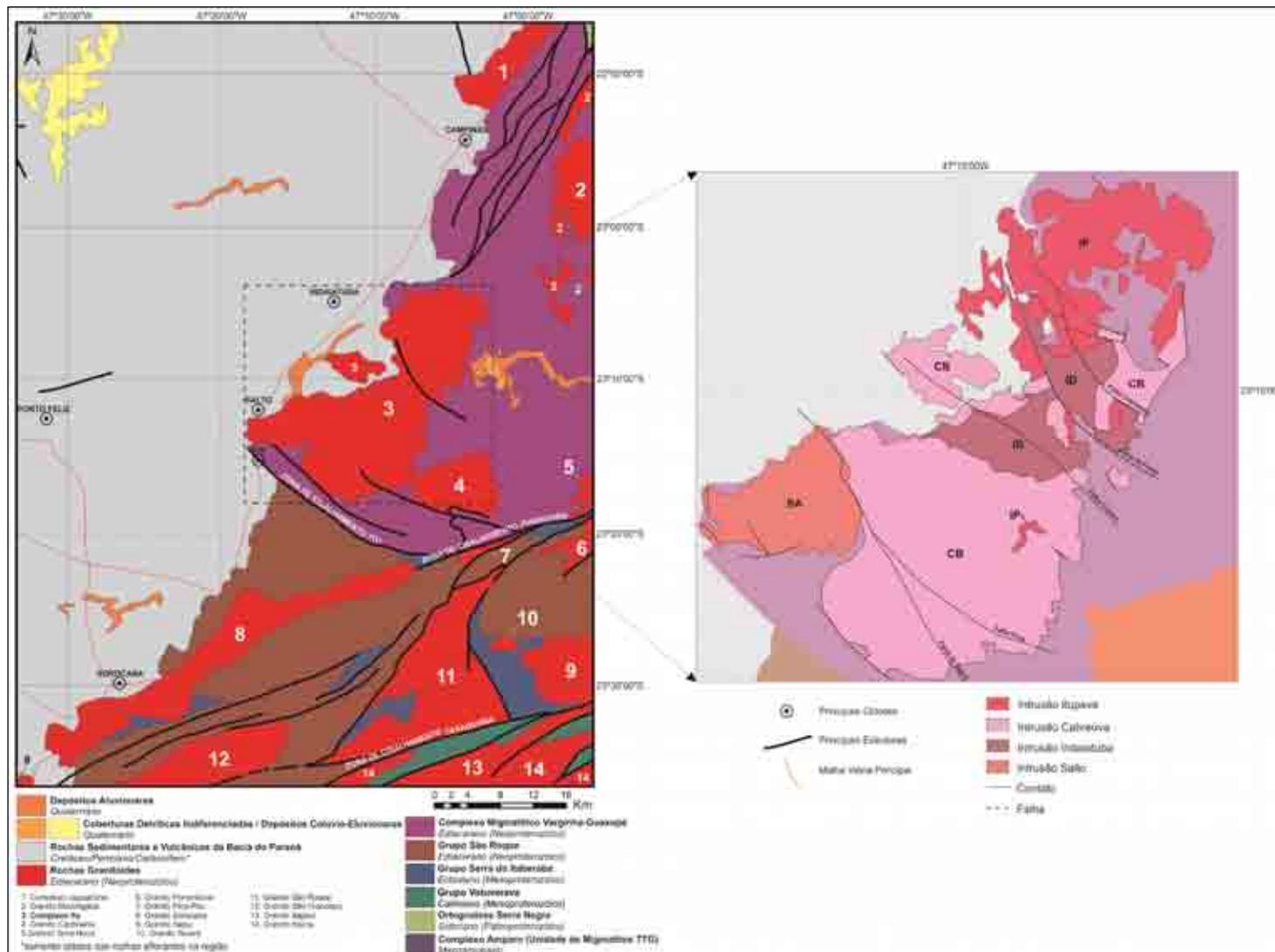


Figura 5 – Mapa geológico da região aos arredores das cidades de Salto e Itu, com indicação dos corpos graníticos aflorantes. Destaque para o Batólito Granítico Itu, com discriminação faciológica dos plútons que o compõem. Simplificado de CPRM (2009) e Galembeck (1997).

Galembeck (1997), a partir de um mapeamento faciológico envolvendo estudos petrográficos, geoquímica de rocha total e de tipologia de zircão, compartimentou o acima citado Complexo Granitóide Itu em quatro intrusões distintas: os granitos Itupeva, Cabreúva, Indaiatuba e Salto; todas apresentando variedades de enclaves.

O Granito Salto, assim como todas as intrusões que compõem o batólito, encontra-se intrudido em unidades granito-gnáissicas de médio a alto grau que compõem o Complexo Varginha-Guaxupé e está parcialmente recoberto a noroeste por sedimentos glaciogênicos (arenitos e siltitos) da Bacia do Paraná (Galembeck, 1997 – Figura 6), além de ocorrerem sedimentos aluvionares quaternários inconsolidados, que formam corpos descontínuos associados à área de influência de drenagens de pequeno a grande porte na região. Na sua porção leste, o plúton encontra-se em contato tectônico com o Granito Cabreúva, ao longo da falha do Piraí, a qual se encontra coberta por sedimentos aluvionares das drenagens locais (Figura 6).

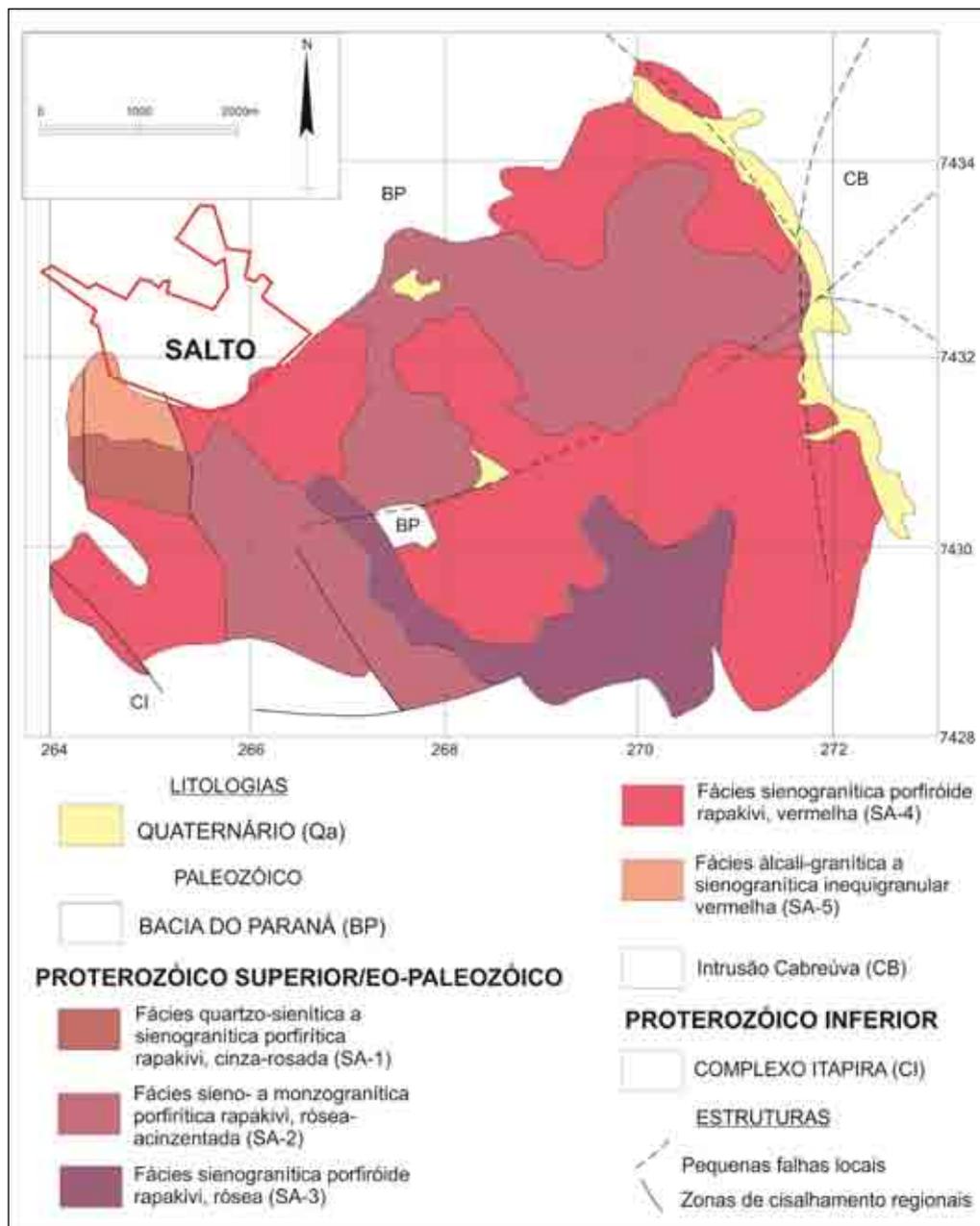


Figura 6 – Mapa faciológico simplificado do Plúton Salto segundo Galembeck (1997).

Todas as quatro intrusões constituintes do plúton são classificadas como granitos do tipo A da série aluminosa, sendo que as rochas da intrusão Cabreúva apresentam caráter mais reduzido do conjunto. Duas apresentam abundantes variedades graníticas com a presença sistemática da textura rapakivi, os plútons Salto e Indaiatuba (Janasi *et al.* 2009). Estas intrusões rapakivi são constituídas por sienogranitos, alguns sieno a monzogranitos e mais raramente álcali-feldspato granitos (Galembeck, 1997).

O mapa de detalhe do Granito Salto apresentado por Galembeck (1997) constitui-se de cinco fácies principais, que se distribuem em um padrão grosso modo zonado (Figura 6). Predominam sienogranitos porfiróides vermelhos com textura rapakivi

(fácies SA-4) que, em direção ao centro-sul do plúton, passam a termos róseos com maior abundância de plagioclásio (fácies SA-3). Granitos pórfiros com matriz fina e abundantes fenocristais de feldspatos (incluem-se aqui também os cristais apresentado as texturas rapakivi e anti-rapakivi) e quartzo, formam corpos alongados expressivos a sudoeste e a norte do plúton (fácies SA-2; Figura 6).

Em todos os plútons que formam o Batólito Granítico Itu ocorrem evidências que sugerem a interação entre magmas básicos e ácidos. No Plúton Salto, ocorrem comumente texturas de desequilíbrio, como texturas rapakivi e, mais raramente, anti-rapakivi, quartzo manteado por minerais máficos, e pequenas massas finas de rocha com composição diorítica, normalmente manteadas por feldspatos, predominantemente os plagioclásios (Janasi *et al.*, 2006). A presença de enclaves microgranulares máficos no Granito Salto parece também ser indicativa da presença de um magma de composição mais básica durante a gênese do plúton.

Segundo Galembeck (1997), feições como enclaves microgranulares são abundantes por todo o corpo granítico, em especial nas fácies SA-3 e SA-4 (Figura 7). De maneira simplificada, os enclaves de maior dimensão (até > 1 m) apresentam composição granítica, e feições indicativas de uma coexistência entre os magmas formadores dos enclaves e o granito hospedeiro (formato elipsoidal com bordas irregulares e reentrantes e, quando presentes, xenocristais de diversos minerais; Figuras 7b, c); enclaves microgranulares máficos são pequenos, e comumente bordeados por uma auréola concentrando feldspatos (Figura 7a), são também de ocorrência restrita, e podem, eventualmente, ocorrer dentro dos enclaves félsicos, na forma de enclaves duplos (Figura 7d) (Janasi *et al.* 2006).



Figura 7 – Aspectos gerais de campo dos enclaves microgranulares no Granito Salto, Batólito Granítico Itu. **(a)** Enclave máfico, com destaque para a concentração de feldspatos ao redor do enclave; **(b)** Enclave félsico de dimensões métricas, contornos arredondados e contendo xenocristais pertencentes à encaixante; **(c)** Enclave félsico com xenocristais de feldspatos (parte com textura rapakivi) e de minerais máficos, além de agregados máficos; notar que a alteração destaca o enclave; **(d)** enclave félsico em contato sinuoso com o granito hospedeiro (destaque para o pequeno enclave máfico próximo ao contato enclave/granito hospedeiro).

4.2. MAPEAMENTO GEOLÓGICO

Visitas de campo à região de Salto permitiram uma melhor observação das relações entre rocha hospedeira e enclaves, além de diferentes texturas. Com base no mapa faciológico do Plúton Salto proposto por Galembeck em 1997 (Figura 6), e, principalmente, no trabalho de mapeamento da região, o qual é realizado anualmente durante a disciplina de Petrologia Ígnea do curso de graduação do Instituto de Geociências da USP, foram visitados afloramentos (Figura 8) das fácies graníticas diversas denominadas, neste trabalho, fácies granito rapakivi, fácies granito rapakivi vermelho, fácies granito pórfiro, fácies granito inequigranular róseo.

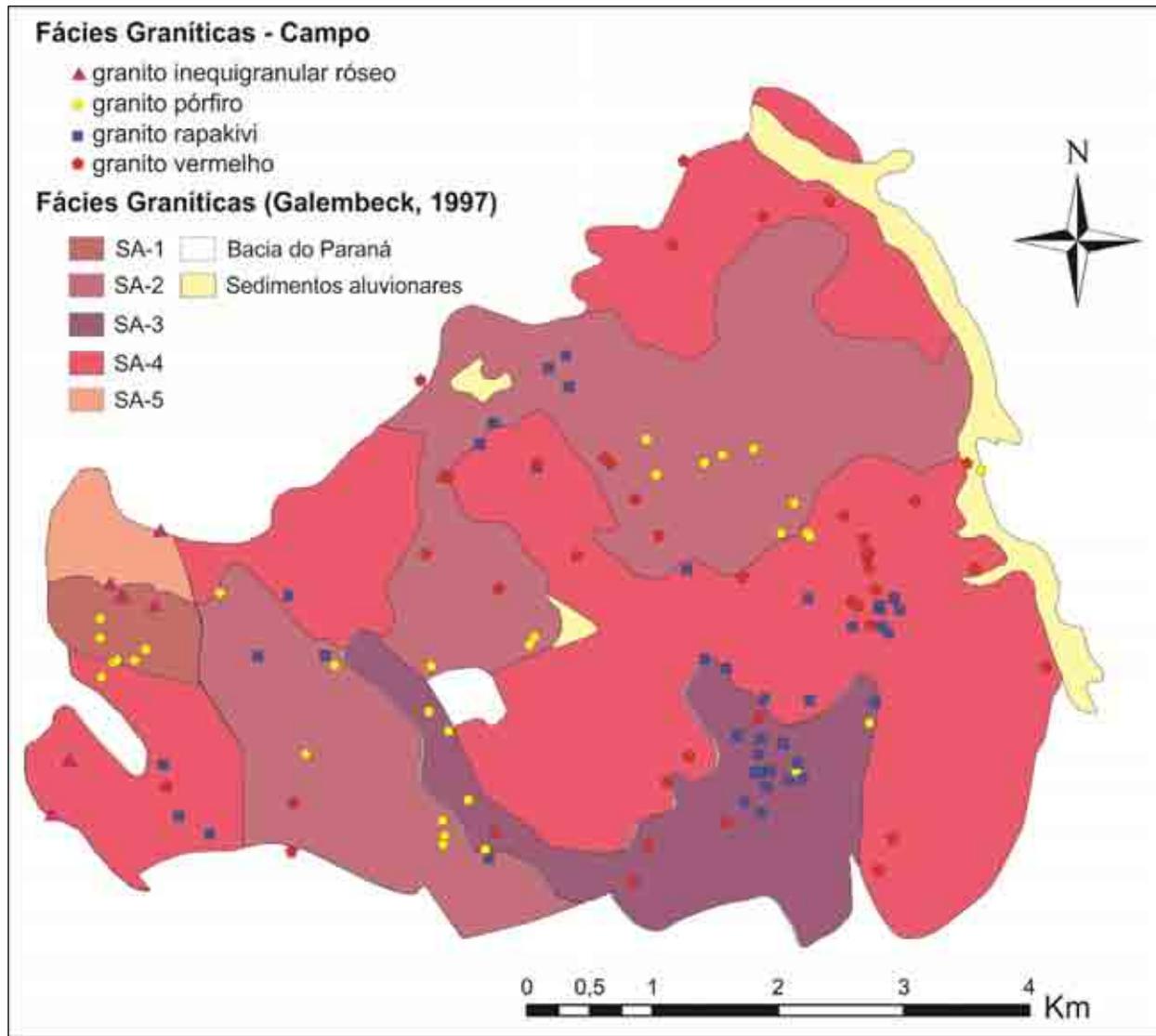


Figura 8 – Localização dos pontos levantados em campo sobre o mapa faciológico de Galembeck (1997).

4.2.1. MAPA FACIOLÓGICO

Com base nos afloramentos visitados durante a realização deste trabalho junto aos que já foram apresentados no Trabalho de Formatura, e também os visitados periodicamente nos trabalhos de campo da disciplina de Petrologia Ígnea, foi elaborado um mapa faciológico do plúton Salto que se encontra ilustrado ao fim deste tópico (Figura 9).

Nas porções onde não se obtiveram pontos de controle para os limites externos (contatos com o embasamento a norte e a sul, com os sedimentos da Bacia do Paraná a oeste, e com o Plúton Cabreúva a leste) foram adotados os mesmos contatos apresentados por Galembeck (1997).

Na porção oeste do mapa, observa-se que a fácies granito inequigranular róseo aflora em formato aparentemente irregular, sendo truncada por um corpo ígneo pertencente à fácies granito pórfiro. Dois afloramentos descritos como pertencentes à fácies granito inequigranular róseo, ao norte e outro a oeste, fora dos domínios do Plúton Salto definidos por Galembeck (1997), sugerem que esta fácies pode se estender mais para noroeste. Entretanto, o recobrimento desta porção pelos sedimentos carboníferos glaciogênicos da Bacia do Paraná impossibilita que a extensão aflorante desta fácies e seus respectivos contatos sejam precisamente definidos.

O corpo discordante de granito pórfiro acima citado se estende em direção ao centro do plúton, e o seu contato com o corpo de granito rapakivi adjacente é pouco claro, uma vez que em porções desta região era possível encontrar recorrências de ambas as fácies distadas de poucos metros e outras sem ocorrência de afloramentos (localidade do bairro Jardim Santa Cruz do município de Salto). Sendo assim, optou-se por não definir uma unidade mapeável nesta região.

A fácies granito rapakivi vermelho predomina no plúton, encontrando-se principalmente ao redor dos corpos centrais da fácies granito pórfiro e da fácies granito rapakivi, e caracterizando-se, aparentemente, como a encaixante das demais fácies; manteve-se o contorno Galembeck (1997) para um corpo desta mesma fácies, no extremo norte do plúton, uma vez que não foram visitados afloramentos nesta porção. Destacam-se no mapa (Figura 9) porções definidas como granito vermelho, sem controle geológico de afloramentos, mas que devido

as suas vizinhanças, parecem pertencer à fácies granítica mais abundante do plúton. Três pequenas ocorrências do granito rapakivi ocorrem em meio ao corpo da fácies granito vermelho central, e optou-se por não delimitar novos corpos desta fácies uma vez que eles se encontram dispersos e aparentemente não constituindo uma unidade. A distinção entre as fácies granito rapakivi e granito rapakivi vermelho mostrou-se, por vezes, como uma tarefa de observação em campo muito subjetiva, uma vez que em algumas porções, a única característica distintiva entre ambas era a coloração mais avermelhada dos feldspatos, indicando algum tipo de alteração hidrotermal tardia atuante na fácies granito vermelho. Esta alteração também é distinguível em alguns enclaves micrograníticos e em certas porções da matriz do granito pórfiro, onde a rocha passa de uma coloração acinzentada para tons rosados.

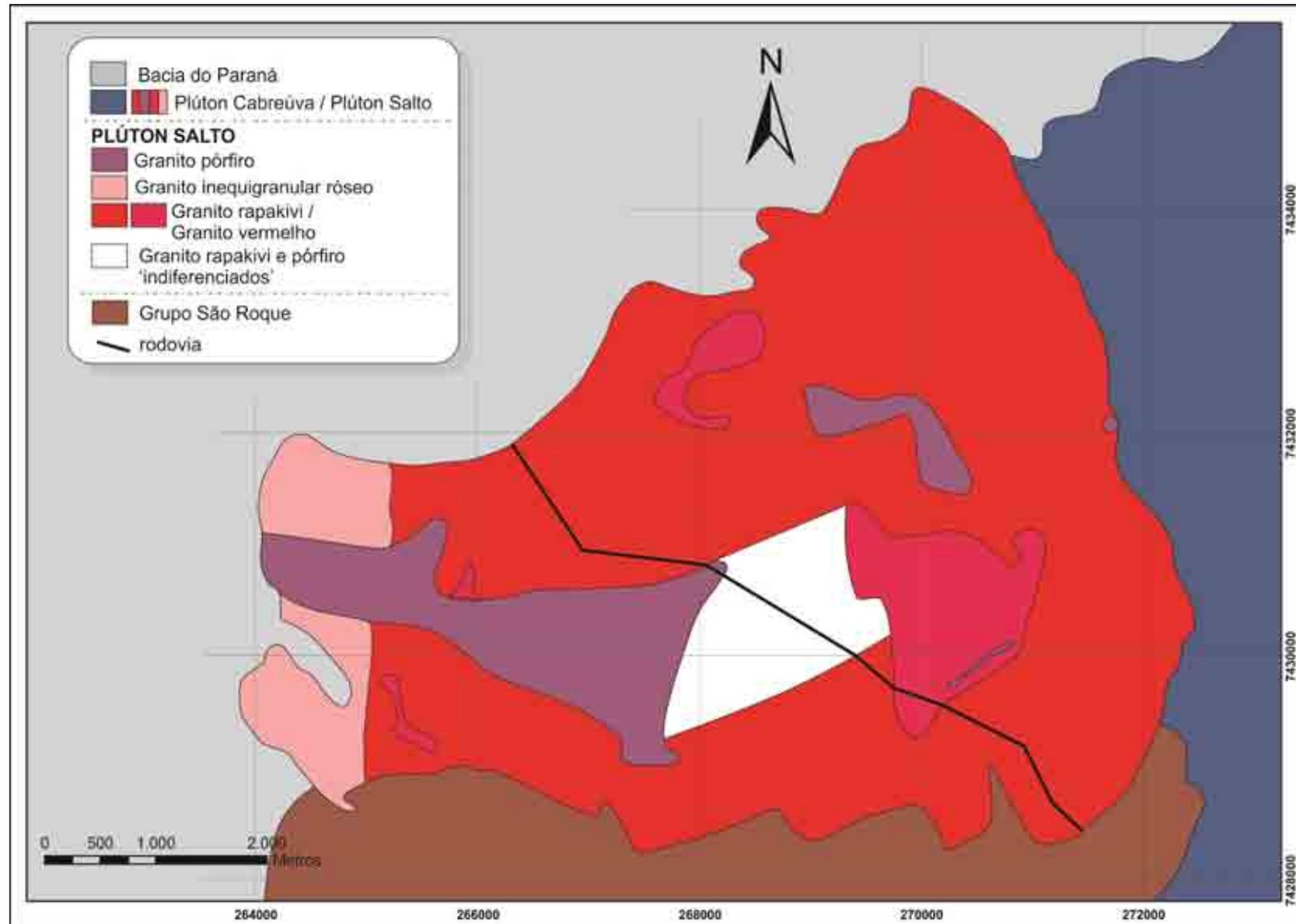


Figura 9 – Mapa faciológico elaborado com base nos afloramentos visitados. Atestar para que a fato de que a zona central do mapa permaneceu indiferenciada por falta de controle por afloramentos.

4.2.2. DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS

4.2.2.1. FÁCIES GRANITO RAPAKIVI

O litotipo que define a fácies granito rapakivi caracteriza-se como uma rocha com matriz de granulação média a grossa (mais raramente), composta predominantemente por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, além de máficos como biotita e anfibólio, com fenocristais de feldspato alcalino (predominantemente rosados e, por vezes, avermelhados) e plagioclásio (brancos a acinzentados) de tamanhos milimétricos a centimétricos (até 1 cm), que podem ter formato tabular ou contornos arredondados, apresentando frequentemente texturas de desequilíbrio como rapakivi (Figura 10) e antirapakivi; ocorrem também fenocristais de quartzo arredondado, que pode se apresentar manteado por máficos. É importante atentar para o fato de que a razão fenocristais de feldspato alcalino/fenocristais rapakivi varia bastante, mesmo ao longo de um único afloramento (de 8/2 até 5/5).



Figura 10 – Aspecto geral da rocha que predomina na fácies granito rapakivi. Atentar para a baixa proporção dos fenocristais rapakivi com relação aos de feldspato alcalino, e a coloração dos cristais de plagioclásio, ora brancos, ora acinzentados. Afloramento ITU-09-21.

Em algumas porções mais grossas do granito rapakivi, foi possível observar uma coloração mais avermelhada; isso também ocorre na fácies granito pórfiro,

devido provavelmente a reações decorrentes de ação hidrotermal, pois nessas porções ocorrem zonas de epidotização (em fraturamentos) onde aparecem também calcita e fluorita roxa (Figura 11a). Além disso, em afloramentos situados próximos a porção noroeste do plúton, é possível observar feições, similares às observadas nos granitos da fácies inequigranular róseo, como diques preenchidos por material aplítico (Figura 11b) e, por vezes pegmatítico, além de pequenas drusas preenchidas por quartzo (Figura 12). Nestas regiões é comum que os enclaves microgranulares félsicos e máficos apresentem uma coloração rosada (Figura 13), indicando que a influência hidrotermal afetou também essas porções.

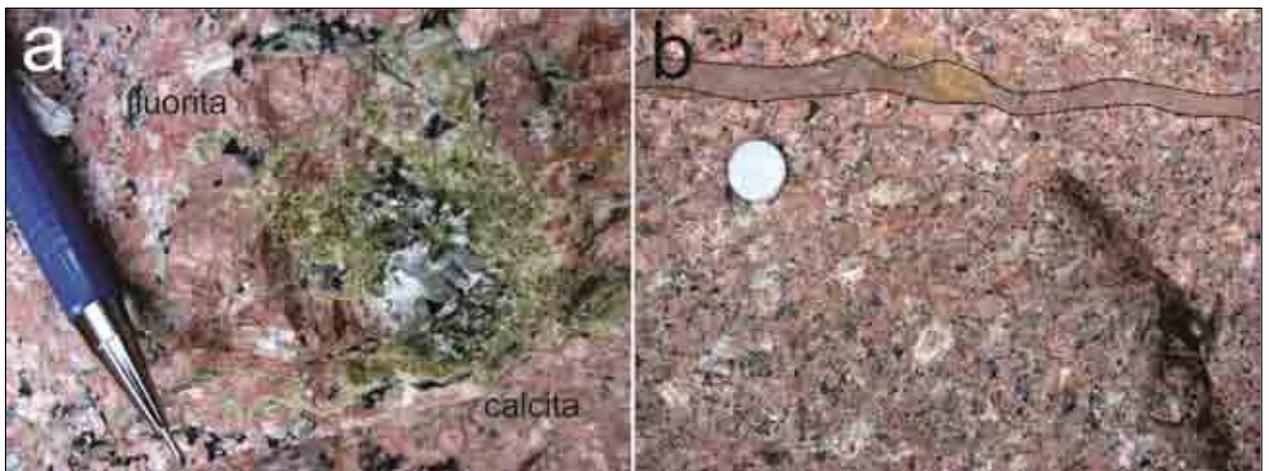


Figura 11 – Feições da fácies granito rapakivi. (A) Zona de intensa epidotização no granito rapakivi, com formação de calcita e fluorita roxa; notar a coloração rósea mais intensa ao redor desta região. Afloramento ITU-09-21; (B) Destaque para dique aplítico truncando o granito rapakivi. Afloramento ITU-11-125.



Figura 12 – Pequena drusa de quartzo dentro de enclave microgranular félsico. Afloramento ITU-10-67.



Figura 13 – Enclave microgranular félsico apresentando uma coloração mais rosada em uma região que sofreu uma maior alteração hidrotermal. Afloramento ITU-11-84.

Ocorrem enclaves microgranulares félsicos, de formato normalmente arredondado, com dimensões centimétricas a métricas (até dimensões maiores que 1m – Figura 14), e contato caracteristicamente abrupto com a rocha hospedeira; por vezes, estes enclaves apresentam-se fraturados (Figura 15); secundariamente os formatos desses enclaves podem variar de ovalados a alongados (Figura 16). Além destes, ocorrem também pequenos enclaves máficos centimétricos, de composição diorítica: plagioclásio, muito pouco feldspato alcalino, pouco quartzo, além de máficos como biotita e anfibólio (Figura 17).



Figura 14 – Enclave félsico de dimensões métricas (destaque para seus contornos que aparecem nesta imagem). Afloramento ITU-10-67.



Figura 15 – Enclave félsico apresentando muitas fraturas; destaque para uma zona com aparência de pegmatito. Afloramento ITU-09-21.

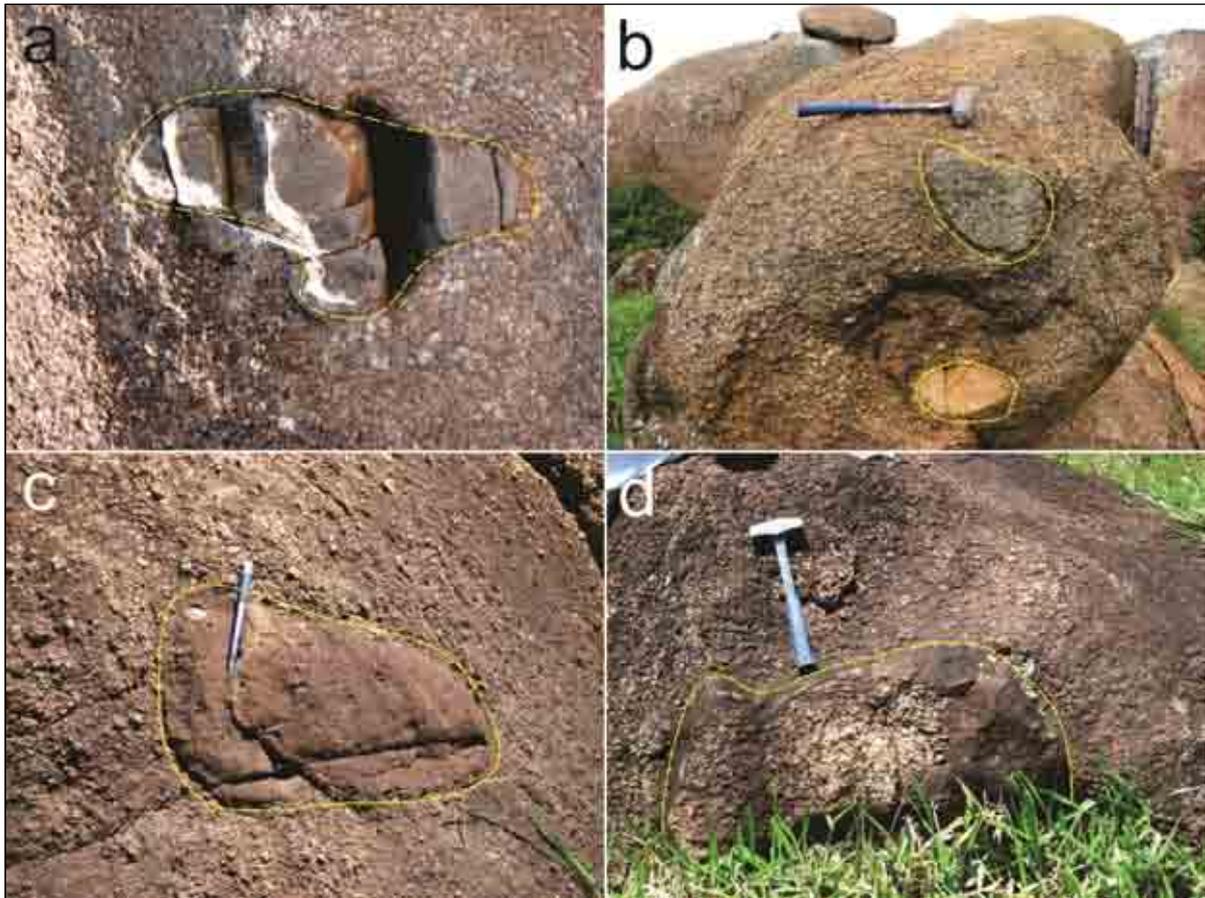


Figura 16 – Diferentes formatos dos enclaves microgranulares félsicos. (A) Enclave de contornos aproximadamente irregulares (“almofadados”). Afloramento ITU-11-115; (B e C) Enclaves de formato aproximadamente arredondados. Afloramentos ITU-09-28 e ITU-10-62; (D) Enclave de formato grosso modo tabular. Afloramento ITU-10-63. Notar que a alteração destaca os enclaves da rocha.



Figura 17 – Pequeno enclave máfico de composição diorítica; destaque para xenocristal arredondado de plagioclásio dentro do enclave. Afloramento ITU-10-68.

Os valores médios de susceptibilidade magnética do granito rapakivi e seus respectivos enclaves microgranulares félsicos estão apresentados na tabela a seguir:

LITOTIPO	SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA (10^{-3} SI)
granito rapakivi	8
enclave microgranular félsico	12

Tabela 1 – Valores de susceptibilidade magnética para diferentes litotipos da fácies granito rapakivi.

4.2.2.2. FÁCIES GRANITO RAPAKIVI VERMELHO

A fácies granito rapakivi vermelho é muito similar à fácies granito rapakivi, com variações de coloração decorrentes provavelmente a reações do tipo hidrotermais mais intensas e pervasivas, conferindo à rocha uma coloração caracteristicamente avermelhada (Figura 18). Posto isso, esta distinção de fácies em campo é simplesmente creditada a uma diferença visual na coloração dos granitos.



Figura 18 – Aspecto geral da rocha que caracteriza a fácies granito rapakivi vermelho com a presença de diques aplíticos; notar no destaque a coloração avermelhada marcante da borda de um cristal rapakivi. Afloramento ITU-09-40.

É comum a ocorrência de enclaves microgranulares tanto félsicos como máficos na fácies granito rapakivi vermelho; em algumas porções estes enclaves

ocorrem isolados (Figura 19, Figura 20A), em outras, entretanto, os enclaves máficos, (caracteristicamente com dimensões menores que as dos félsicos) ocorrem dentro dos enclaves félsicos ou como porções aparentemente sendo “expelidas” dos enclaves félsicos (Figura 21B). No granito ocorrem, também, feições de venulação/bandas de materiais máficos e félsicos mais finos que parecem estar relacionados com os dois tipos de enclaves (Figura 21).

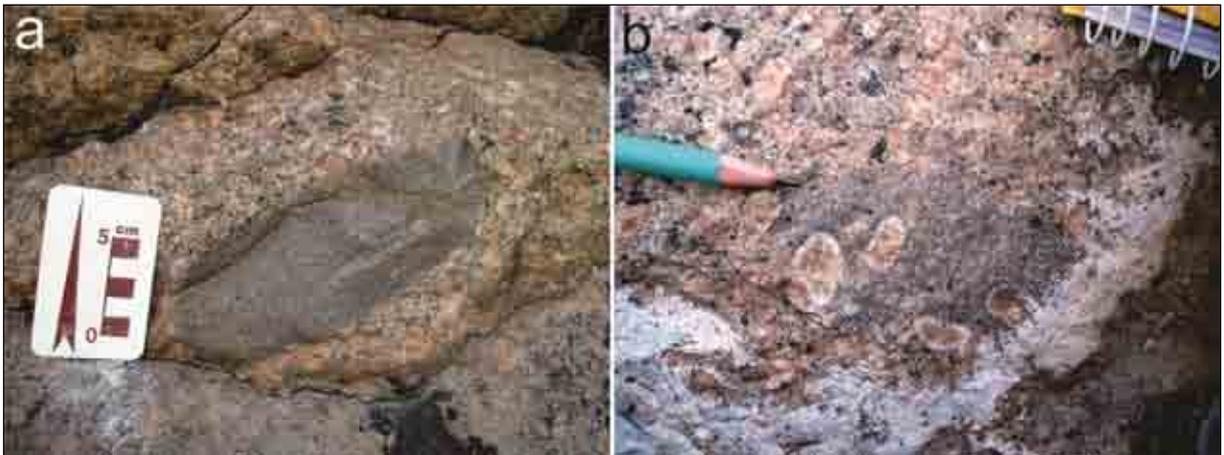


Figura 19 – Enclaves microgranulares félsicos na fácies granito rapakivi vermelho. (A) Enclave microgranular félsico de formato ovalado e contornos arredondados. Afloramento ITU-10-70; (B) Enclave microgranular félsico de formato ovalado contendo xenocristais rapakivi de contornos bem arredondados. Afloramento ITU-10-41.

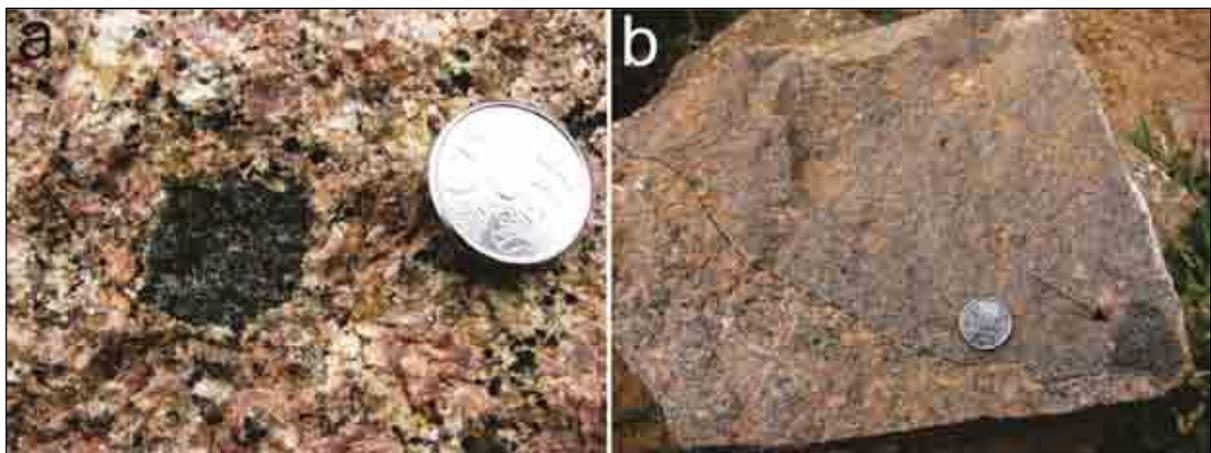


Figura 20 – Ocorrência de enclaves microgranulares máficos no granito vermelho. Afloramento ITU-09-29. (A) Enclave máfico no granito vermelho; (B) Enclave duplo onde o enclave máfico parece estar migrando para a borda do enclave félsico.



Figura 21 – “Venulações” e bandas de porções mais máficas (setas pretas) com outra mais félsica (seta branca). Afloramento ITU-09-30.

A variação dos valores de susceptibilidade magnética para o granito vermelho e enclaves félsicos que ocorrem nesta fácies granítica estão listados na tabela a seguir:

LITOTIPO	SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA (10^{-3}SI)
granito rapakivi vermelho	7 – 11
enclave microgranular félsico	13 – 16

Tabela 2 – Valores de susceptibilidade magnética para diferentes litotipos da fácies granito rapakivi vermelho.

4.2.2.3. FÁCIES GRANITO PÓRFIRO

O litotipo predominante da fácies granito pórfiro caracteriza-se como uma rocha formada por matriz fina (em alguns casos, bem similar aos enclaves microgranulares félsicos) com fenocristais de feldspato alcalino, plagioclásio (por vezes, com coloração esverdeada), quartzo (normalmente de formato arredondado) visualmente “suspensos” nessa matriz, além de cristais de anfibólio e biotita (Figura 22). É comum a ocorrência de textura rapakivi, na qual alguns cristais de feldspato alcalino corroídos, em parte arredondados, apresentam espessas bordas de plagioclásio; também se observam, em menor proporção, cristais de quartzo manteados por máficos, além da textura rapakivi (Figura 23). Em alguns afloramentos foi possível observar a ocorrência de porções hidrotermalizadas (Figura 24). Porções concentrando matriz, e que

sofreram posterior alteração, destacam os diferentes xenocristais englobados na matriz do pórfiro (Figura 25).



Figura 22 – Aspecto geral do granito pórfiro; atentar para a forma arredondada dos fenocristais de plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo (dentro dos retângulos). Afloramento ITU-09-27.



Figura 23 – Feições texturais presentes no granito pórfiro. Afloramento ITU-09-18. (A) Destaque (em laranja) para cristais exibindo textura rapakivi. Notar a coloração esverdeada do plagioclásio no cristal à direita. No quadrado azul, destaque para pequeno enclave máfico de composição diorítica; (B) Destaques para cristais de quartzo manteados por máficos.

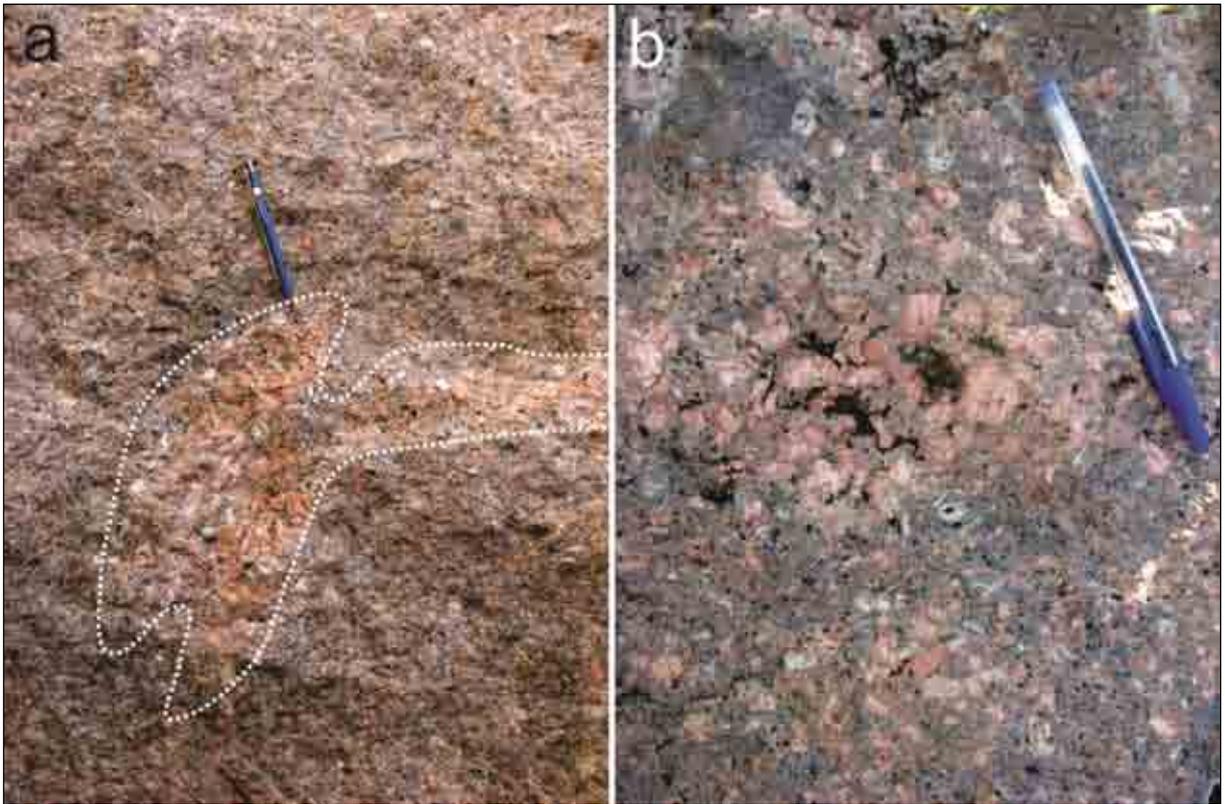


Figura 24 – Ocorrência de porções hidrotermalizadas no granito pórfiro. Afloramento ITU-09-20. (A) Destaque para porção alterada de formato irregular em meio ao granito pórfiro; (B) Cristais de feldspato alcalino de coloração rosada mais intensa devido à ação hidrotermal.



Figura 25 – Alteração no granito pórfiro destacando os xenocristais englobados pela matriz: setas vermelha e amarela – xenocristais rapakivi; seta branca: xenocristal de quartzo manteado por máficos; setas azul e preta: xenocristais de feldspato alcalino. Afloramento ITU-11-128.

Em algumas porções, entretanto, ocorrem agregados de fenocristais (Figura 26), feição sugestiva de que a matriz fina do granito pórfiro seria resultante da

invasão em um *mush* cristalino por um magma que desagregou o material já cristalizado. A proporção matriz/“fenocristais” varia bastante; a média é entre 50 para 50 na maioria dos afloramentos mas em alguns casos observa-se uma proporção muito maior de matriz com relação aos “fenocristais”, nome usado aqui para designar todos os cristais que não compõem a matriz.

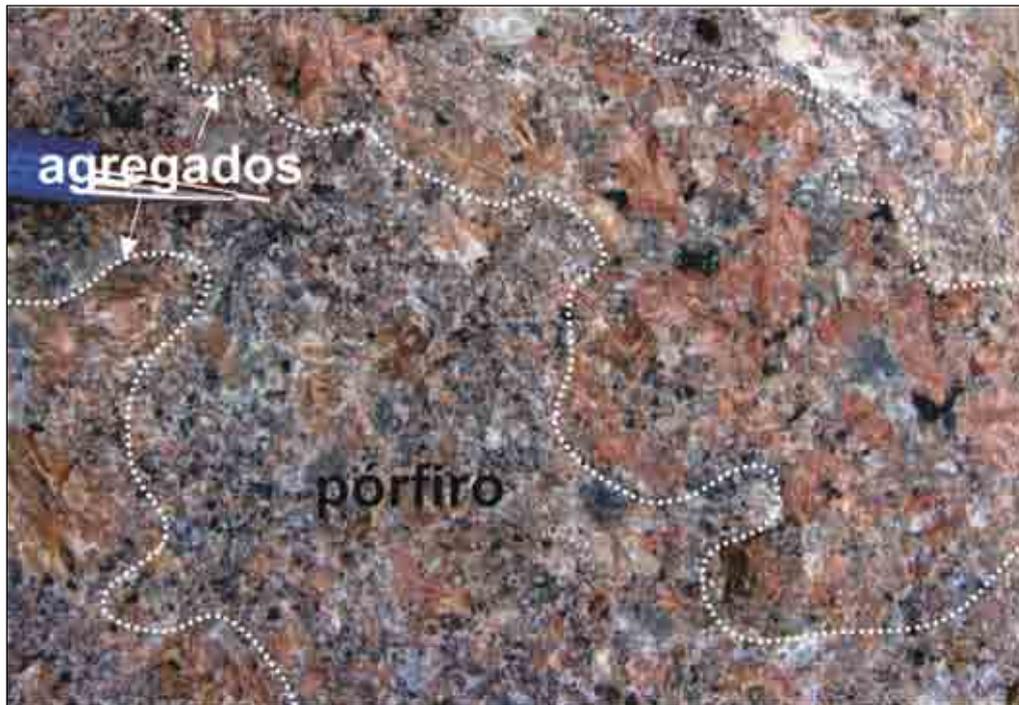


Figura 26 – Aspecto geral do granito pórfiro, com destaque para as porções onde se concentram os agregados de fenocristais (dentro dos contornos brancos). Afloramento ITU-09-18.

Ocorrem enclaves máficos de formato geralmente ovalado, com dimensões milimétricas a centimétricas (até 6 cm) e índice de cor por volta de 20, em volta dos quais pode ocorrer concentração de matriz félsica fina (Figura 27b); algumas porções que concentram e isolam a matriz fina do pórfiro se assemelham a enclaves microgranulares félsicos (Figura 28). Enclaves do granito da fácies granito rapakivi podem ser encontrados em meio ao granito pórfiro (Figura 29). Em um afloramento da fácies granito rapakivi foi possível observar, uma relação contrária a de cima, onde uma banda do granito pórfiro corta o granito rapakivi e seus cristais se encontram orientados segundo a direção principal do bandamento (Figura 30). Junto a porções que concentram a matriz no pórfiro, podem ocorrer alguns diques aplíticos (Figura 31).



Figura 27 – Enclaves máficos no granito pórfiro. Notar a concentração de félsicos ao redor do enclave na figura à direita. (A) Afloramento ITU-09-18; (B) Afloramento ITU-09-33.



Figura 28 – Em destaque, feição semelhante a um enclave félsico no granito pórfiro, resultante provavelmente da concentração do material fino que compõe a matriz do granito. Afloramento ITU-09-27.

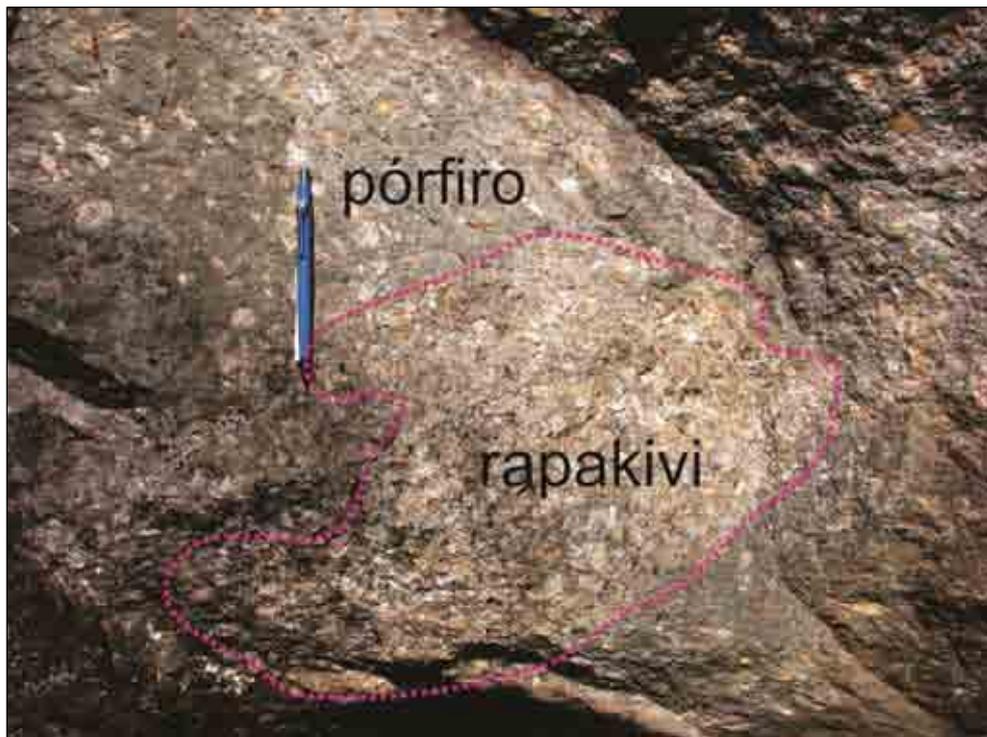


Figura 29 – Enclave de granito rapakivi no granito pórfiro. Afloramento ITU-09-20.



Figura 30 – Banda de granito pórfiro (notar a orientação dos cristais) cortando o granito pórfiro. Afloramento ITU-11-120.

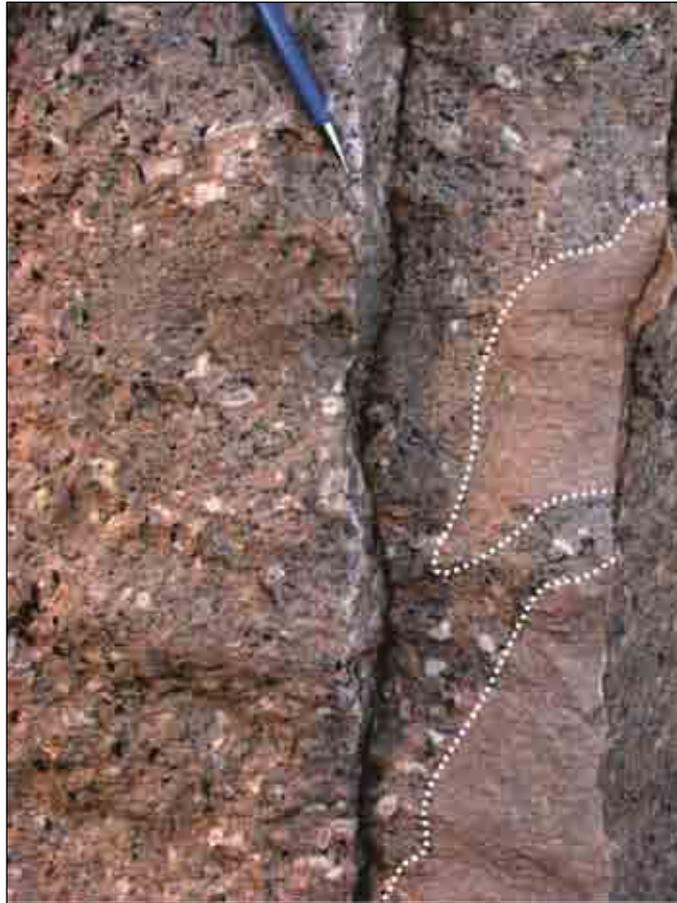


Figura 31 – Diques aplíticos no granito pórfiro em destaque. Afloramento ITU-09-27.

O contato entre as fácies granito pórfiro e granito rapakivi é difícil de determinar em campo, uma vez que há recorrências de uma rocha na outra em um mesmo afloramento. Por vezes, foi possível observar que o contato entre essas duas fácies é gradacional, com o granito rapakivi apresentando maior quantidade de matriz fina até aflorar na forma do granito pórfiro (Figura 32). É importante ressaltar que a presença de enclaves microgranulares félsicos é reconhecida no granito pórfiro somente quando sua matriz forma concentrações em algumas porções da rocha, se assemelhando aos enclaves (Figura 28).

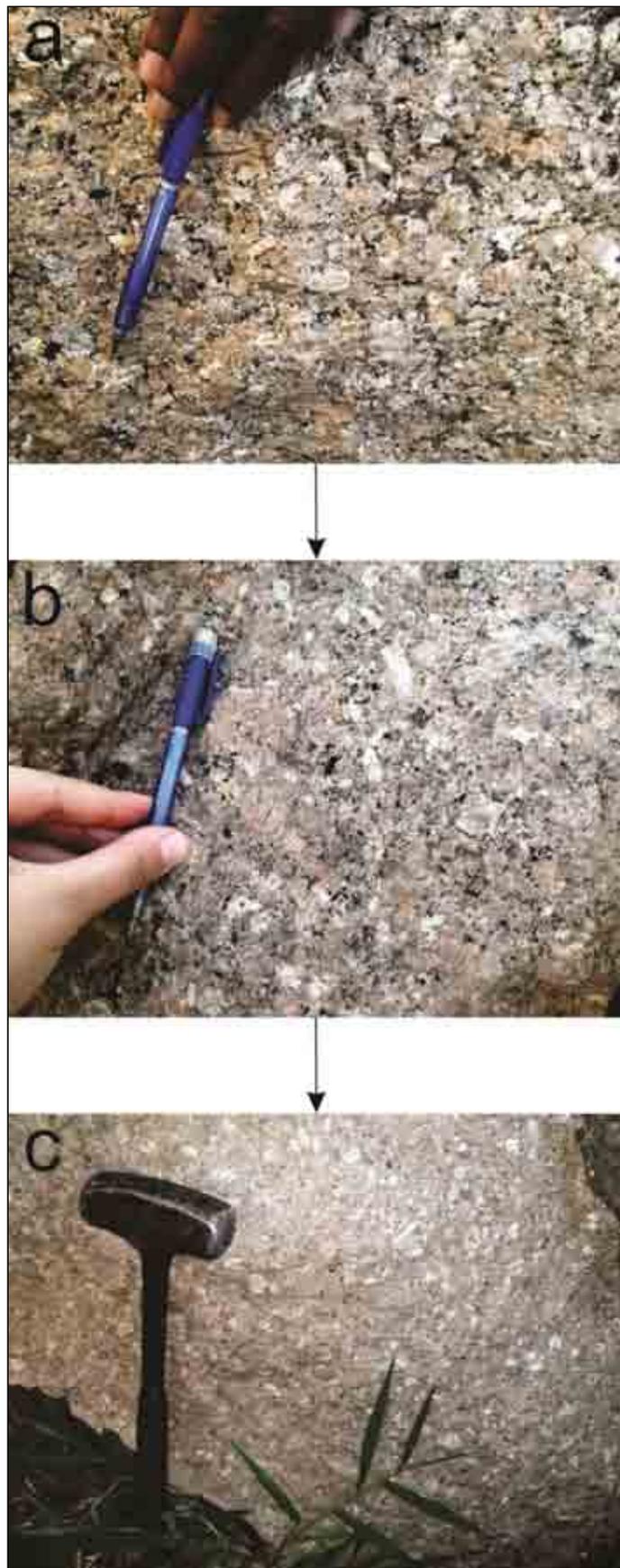


Figura 32 – Transição da fácies granito rapakivi (topo) para a fácies granito pórfiro (base) a partir de um aumento gradativo de matriz fina. (A) Afloramento ITU-11-84; (B) Afloramento ITU-11-90; (C) Afloramento ITU-11-94.

Os valores médios de susceptibilidade magnética dos litotipos presentes na fácies do granito pórfiro são apresentados na tabela a seguir:

LITOTIPO	SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA ($10^{-3}SI$)
granito pórfiro	11 – 12
"agregado" de fenocristais	6
enclave microgranular máfico	15

Tabela 3 – Valores de susceptibilidade magnética para diferentes litotipos da fácies granito pórfiro.

4.2.2.4. FÁCIES GRANITO INEQUIGRANULAR RÓSEO

A rocha que define a fácies granito inequigranular róseo constitui-se basicamente por quartzo, plagioclásio (caracteristicamente de coloração mais acinzentada), além de feldspato alcalino abundante, que justifica a sua coloração rósea predominante (Figura 33), entretanto sua coloração às vezes pode ser avermelhada (Figura 34). Devido ao fato de a coloração rósea predominar na maioria dos afloramentos desta rocha, a denominação aqui dada remete-se a ela. Possui o menor IC (por volta de 5) dos granitos que compõem o plúton Salto; pode apresentar textura rapakivi (Figura 35) e localmente apresenta-se como uma rocha inequigranular porfirítica (e.g. Figura 34). Sua granulação é visivelmente mais fina que a dos granitos representantes das fácies granito rapakivi e granito rapakivi vermelho.



Figura 33 – Aspecto geral que define a fácies granito inequigranular róseo. Atentar para a coloração acinzentada do plagioclásio. Afloramento ITU-09-34.



Figura 34 – Granito inequigranular com coloração mais avermelhada do que o litotipo típico da fácies granito inequigranular róseo. Destaque para porção onde a textura inequigranular porfirítica predomina. Afloramento ITU-10-16.



Figura 35 – Cristais rapakivi no granito inequigranular róseo. Atentar para a coloração acinzentada das auréolas de plagioclásio. Afloramento ITU-09-34.

No granito inequigranular roséio a ocorrência de enclaves máficos é muito restrita, apresentando granulação que varia de fina a média, e dimensões

predominantemente centimétricas, apresentando concentrações de minerais félsicos ao redor de seus contornos (Figura 36); a ocorrência de enclaves microgranulares félsicos é relativamente rara, com dimensões que variam de poucos centímetros a decímetros (Figura 37), em alguns afloramentos é possível observar enclaves félsicos de coloração rosada, similares aos observados na fácies granito rapakivi (Figura 38; e.g. Figura 13).



Figura 36 – Indicação para o enclave máfico que apresenta ao seu redor concentração de minerais félsicos. Afloramento ITU-10-16.



Figura 37 – Enclaves microgranulares félsicos no granito róseo. (A) Dimensões centimétricas. Afloramento ITU-09-34; (B) Dimensões decimétricas. Afloramento ITU-11-78.



Figura 38 – Enclave microgranular félsico de coloração rosada, rico em xenocristais da encaixante. Afloramento ITU-10-16.

Em afloramentos desta unidade, foi observada a ocorrência de feições como pegmatitos apresentando concentração de minerais metálicos (Figura 39), abundantes diques aplíticos (Figura 40), além de cavidades miarolíticas (Figura 41).

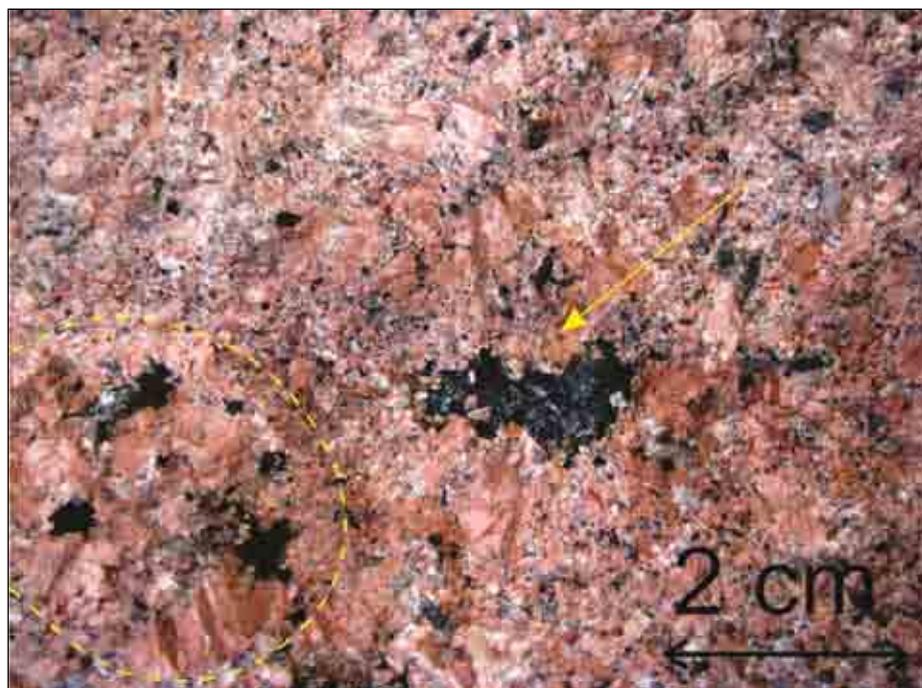


Figura 39 – Porções pegmatíticas com concentrações de minerais metálicos no granito inequigranular róseo. Afloramento ITU-09-34.



Figura 40 – Diques aplíticos ramificados cortando o granito hospedeiro. Afloramento ITU-09-34.



Figura 41 – Miárolas no granito da fácies granito inequigranular róseo. Afloramento ITU-09-34.

5. PETROGRAFIA

Foi realizada a análise petrográfica de quarenta e cinco amostras coletadas durante levantamentos de campo ao longo do desenvolvimento deste projeto, além de um acervo de vinte e cinco lâminas de amostras coletadas pelo orientador deste trabalho durante visitas anuais de campo à região pela disciplina de Petrologia Ígnea do Instituto de Geociências da USP, totalizando setenta seções delgadas descritas. Seguem na tabela a seguir os tipos petrográficos de cada seção delgada analisada:

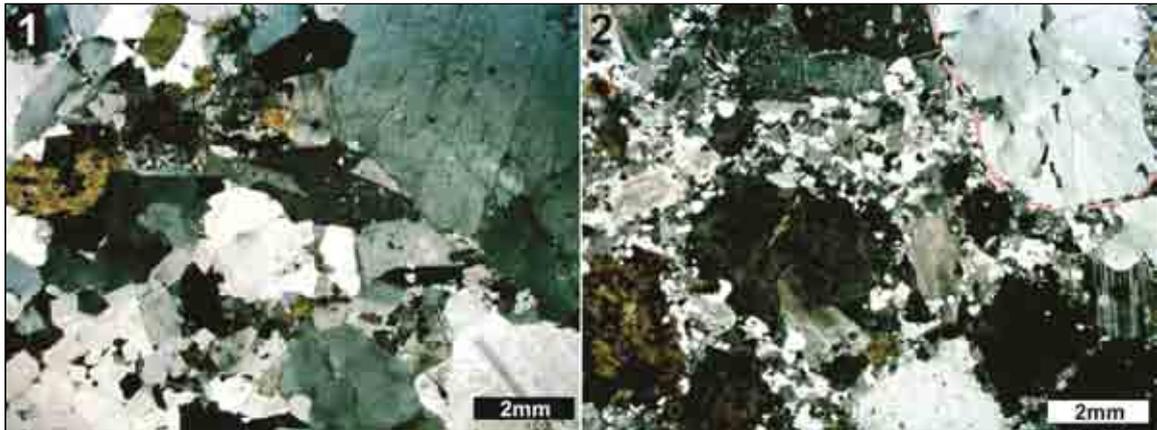
LÂMINA	TIPO PETROGRÁFICO	LÂMINA	TIPO PETROGRÁFICO	LÂMINA	TIPO PETROGRÁFICO
2008/ITU-2.1A ₁	emm + granito	ITU-06-17	granito	ITU-10-67B ₂	emf
2008/ITU-2.1A ₂	emm	ITU-09-18A	granito	ITU-10-68C	emf
2008/ITU-2.1C	emm + granito	ITU-09-18B	granito	ITU-11-67A	emf
2008/ITU-2.1D	emf	ITU-09-18C	granito	ITU-11-67B ₁	emf
IGN22	granito	ITU-09-19	emm + emf	ITU-11-67B ₂	emf + granito
ITU-06-01A	granito	ITU-09-24	granito	ITU-11-67C ₁	emf
ITU-06-03A	emf	ITU-09-25	granito + aplito	ITU-11-67C ₂	emf
ITU-06-03B	emf	ITU-09-27A	granito	ITU-11-67F ₁	emf
ITU-06-04A	granito	ITU-09-27B	granito	ITU-11-67F ₂	emf
ITU-06-04B	emf + granito	ITU-09-27C	granito	ITU-11-67H ₁	emf
ITU-06-04C	emm + granito	ITU-09-27D ₁	granito	ITU-11-67H ₂	emf
ITU-06-08	brecha	ITU-09-27D ₂	granito	ITU-11-67I	emf
ITU-06-09A ₁	emm + granito	ITU-09-28C	emm + emf	ITU-11-76B ₁	emf
ITU-06-09A ₂	granito	ITU-09-29A	granito	ITU-11-76B ₂	emf
ITU-06-09B	emf	ITU-09-30B	emm + emf	ITU-11-78B	emf
ITU-06-09C	emm + granito	ITU-09-30C	emm + emf	ITU-11-92	granito
ITU-06-11A	emf + granito	ITU-09-32	granito	ITU-11-94	granito
ITU-06-12	emm + granito	ITU-09-34A	granito	ITU-11-115	granito
ITU-06-13A	granito	ITU-09-34I	emf + granito	ITU-11-127	aplito
ITU-06-13B	emf	ITU-10-52B ₁	emf + granito	ITU-11-130	granito
ITU-06-13C	emf	ITU-10-52B ₂	granito	ITU-11-131	emm
ITU-06-14	granito	ITU-10-67A ₁	emf	ITU-11-136	emf
ITU-06-15	granito	ITU-10-67A ₂	emf		
ITU-06-16B	granito	ITU-10-67B ₁	emf		

FÁCIES HOSPEDEIRA
FÁCIES GRANITO RAPAIVI
FÁCIES GRANITO RAPAIVI VERMELHO
FÁCIES GRANITO PÓRFIRO
FÁCIES INEQUIGRANULAR RÓSEO

Tabela 4 – Relação de seções delgadas do Plúton Salto descritas; emf = enclave microgranular félsico; emm = enclave microgranular máfico.

5.1. FÁCIES GRANITO RAPAIVI

O granito rapakivi caracteriza-se como uma rocha inequigranular porfirítica hipidiomórfica de matriz fina a grossa com fenocristais de feldspato alcalino (Fotomicrografia 1), com cristais de granulação grossa de quartzo arredondado (Fotomicrografia 2) e plagioclásio. A matriz é caracterizada como inequigranular seriada, com predominância de granulação fina a média.



Fotomicrografias – (1) Aspecto geral do granito da fácies rapakivi. Polarizadores X; (2) Formato aproximadamente arredondado do fenocristal de quartzo (em destaque). Polarizadores X.

A análise modal mostrou que mineralogicamente, o granito é composto por quartzo (25-39%), microclínio (20-47%), oligoclásio/andesina (20-50%), biotita/clorita (2-3%), ilmenita e outros opacos (1%). Ocorrem também minerais como titanita, allanita, apatita e zircão, os quais juntos perfazem menos de 1% da rocha. Com base nas proporções entre quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, o granito rapakivi varia de sienogranito a monzogranito, de acordo com o diagrama apresentado a seguir:

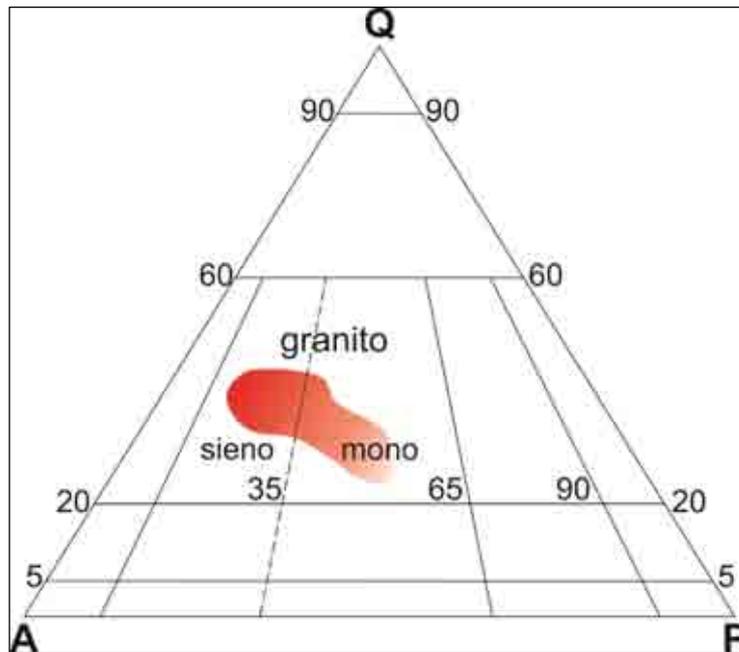
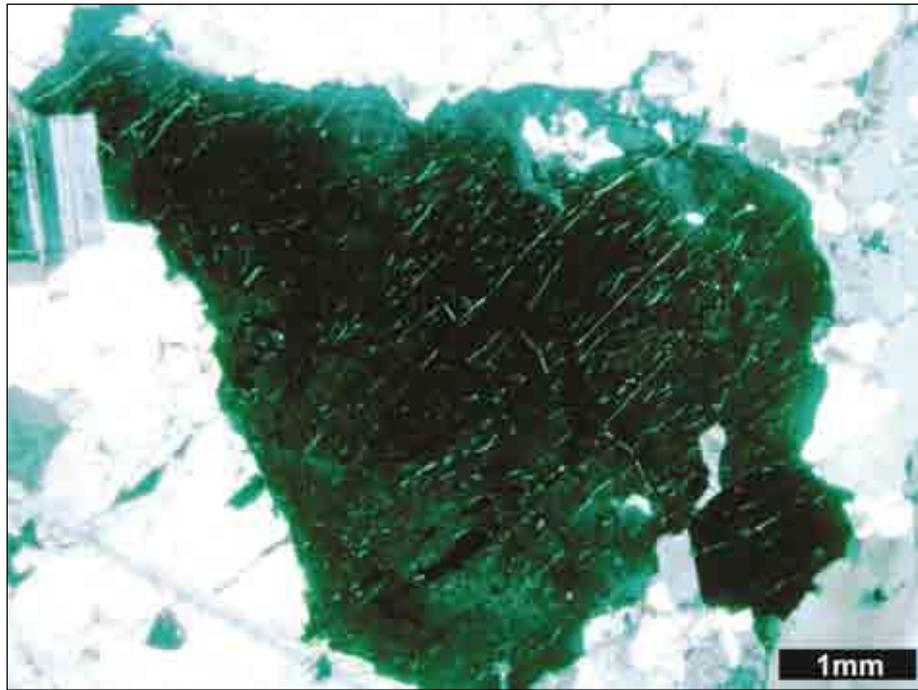


Diagrama 1 – Variação composicional dos granitos da fácies granito rapakivi. Adaptado de Streckeisen (1976).

O quartzo ocorre praticamente em todas as séries de tamanho de grãos, apresentando predominantemente extinção ondulante e contatos de suturados a lobados em sua maioria. Alguns cristais maiores, caracteristicamente apresentando formas arredondadas a irregulares e algumas lamelas de exsolução (Fotomicrografia 3), aparentam terem sofrido alguma recristalização, com pequenos cristais em seu interior de contatos predominantemente retos, podendo apresentar também fraturas preenchidas por material muito fino. O quartzo também ocorre em pequenas porções de material fino, na forma de pequenos grãos de formato aproximadamente arredondado. Os maiores cristais contêm inclusões de plagioclásio e biotita.



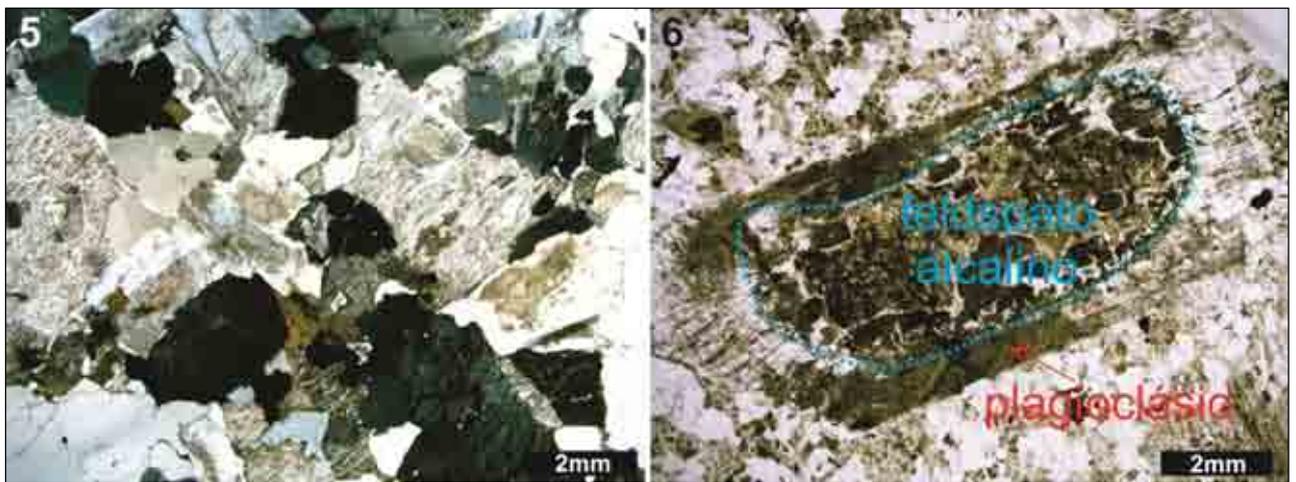
Fotomicrografia 3 – Cristal de quartzo com lamelas de exsolução. Polarizadores X.

Os feldspatos apresentam-se fortemente alterados, com o plagioclásio apresentando alteração mais pronunciada no núcleo dos cristais, refletindo o zoneamento do tipo normal, e o feldspato alcalino apresentando alteração para coloração amarronzada, provavelmente devido à formação de argilominerais (Fotomicrografia 4).



Fotomicrografia 4 – Aspecto do feldspato alcalino alterado. Polarizadores //.

O microclínio também ocorre em diferentes séries de tamanho de grãos; predominantemente na forma de fenocristais e como cristais em bandas de material fino. Os maiores cristais apresentam feições de exsolução tipo pertita (Fotomicrografia 5) e inclusões de materiais como biotita, quartzo, plagioclásio e da associação ilmenita + titanita. Seus contatos com a matriz variam de retos a reentrantes. Alguns cristais apresentam porções com extinção ondulante. Os cristais das porções mais finas possuem contatos geralmente irregulares com os cristais adjacentes. Por vezes, é possível observar a textura tipo rapakivi (Fotomicrografia 6), entretanto devido à forte alteração dos feldspatos, esta textura é muito mais evidente em amostra de mão.



Fotomicrografias – (5) Lamelas de exsolução do tipo pertita no microclínio. Polarizadores X; (6) Cristal rapakivi no granito da fácies granito rapakivi. Polarizadores //.

Assim como o quartzo e o microclínio, o oligoclásio (An22 – An33) ocorre em praticamente todas as séries de tamanho de grãos, e apresentam caracteristicamente alteração do tipo saussuritização (principalmente no núcleo dos cristais maiores – núcleos mais cálcicos), além de zoneamento tipicamente normal (Fotomicrografia 7); ocorrem mirmequitas quando o plagioclásio apresenta-se em contato com cristais de microclínio. Os cristais maiores são geralmente mais idiomórficos e apresentam contornos retos a lobados; alguns cristais apresentam crescimento de clorita em fraturas paralelas à geminação. Apresentam inclusões de quartzo, da associação ilmenita + titanita e de cristais de titanita. Os cristais pertencentes às porções mais finas possuem contatos de retos a lobados.



Fotomicrografia 7 – Fenocristal de plagioclásio mostrando zoneamento do tipo normal (notar a diferença de birrefringência entre as porções indicadas). Polarizadores X.

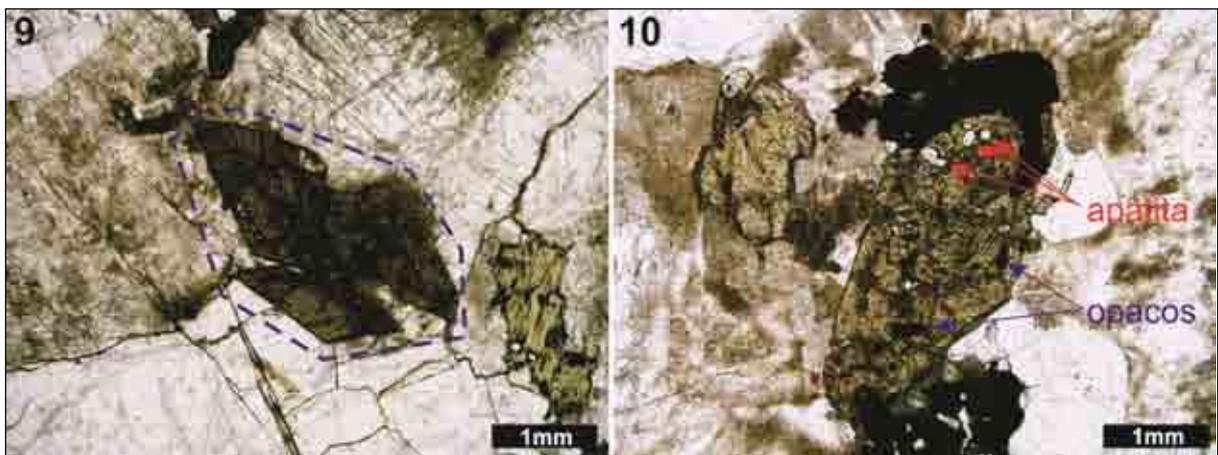
A biotita ocorre frequentemente como cristais placóides em parte substituídos por clorita (Fotomicrografia 8) (de modo mais proeminente do que no enclave máfico que será descrito em capítulo a seguir), e se encontra associada à titanita e à ilmenita. Apresenta pleocroísmo de amarelo a marrom escuro e possui inclusões de zircão (às vezes formando halos pleocróicos), ilmenita, quartzo e feldspatos.



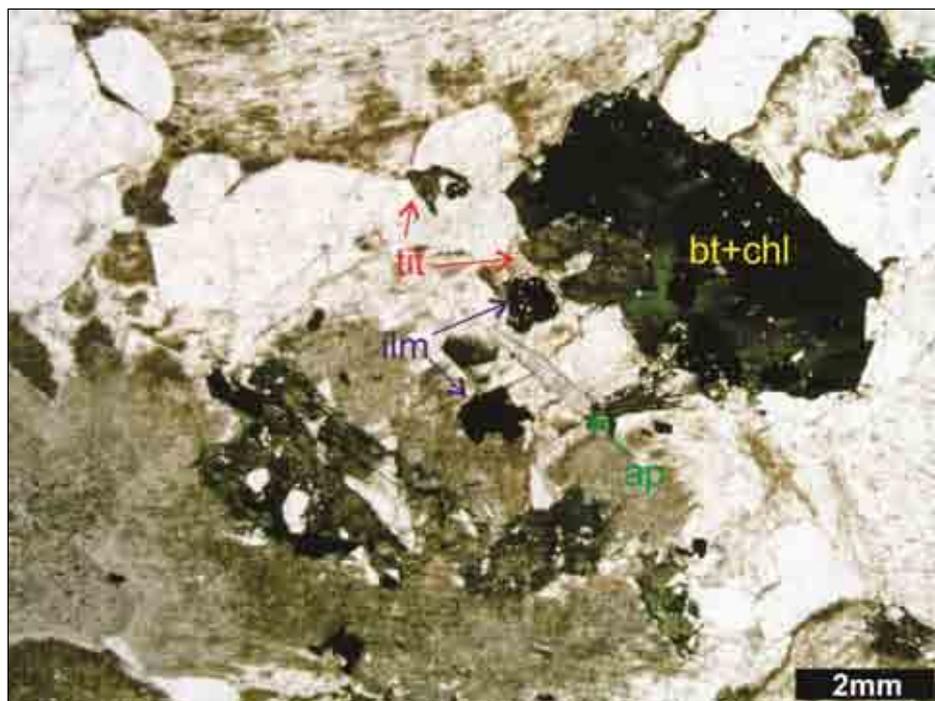
Fotomicrografia 8 – Biotita (coloração bege a amarronzada) substituída por clorita (coloração verde). Polarizadores //.

A titanita apresenta-se geralmente na forma de cristais idiomórficos (Fotomicrografia 9) a xenomórficos (esses últimos quando substitui a ilmenita), apresentando, em alguns grãos, inclusões de minerais como zircão, apatita (+) e opacos (Fotomicrografia 10). A ilmenita é frequentemente substituída pela titanita, ocorrendo, por esta razão, em hábito xenomórfico.

A allanita ocorre como pseudomorfo idiomórfico, substituído por material muito fino. O zircão (por vezes, zonado) e a apatita formam pequenos prismas (inclusos na biotita e na titanita) ou associados aos minerais máficos (Fotomicrografia 11).



Fotomicrografias – (9) Aspecto idiomórfico de dois cristais de titanita (em destaque). Polarizadores //; (10) Cristal de titanita apresentando muitas inclusões, como cristais de apatita e de opacos. Polarizadores //.



Fotomicrografia 11 – Associação de máficos no granito rapakivi. Polarizadores // (bt = biotita; chl = clorita; tit = titanita; ilm = ilmenita; ap = apatita).

A sequência de cristalização estimada para o granito pode ser observada na tabela a seguir:

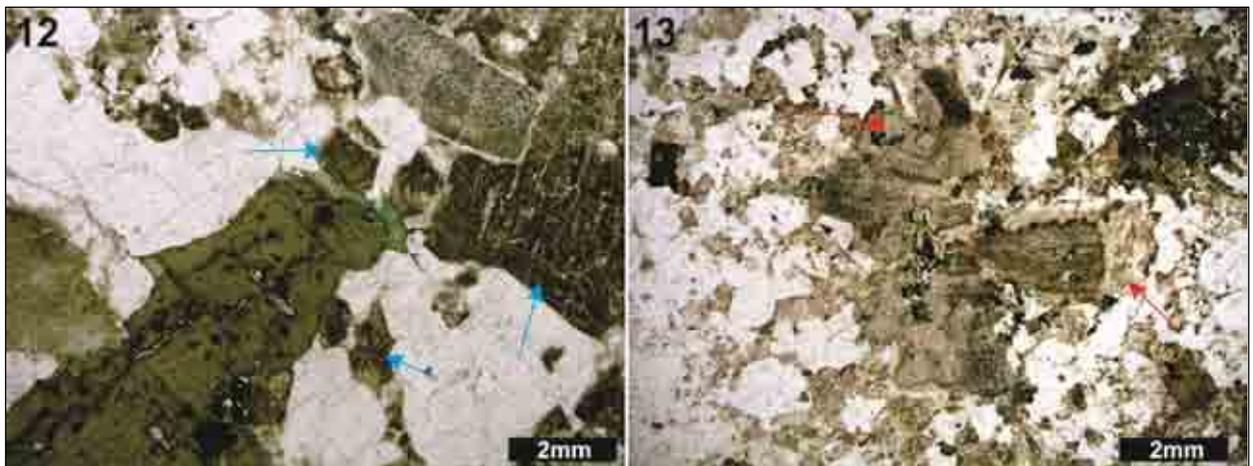
MINERAL	ESTÁGIOS MAGMÁTICOS			
	PRECOCE	PRINCIPAL	TARDIO	PÓS-MAGMÁTICO
quartzo				
microclínio				
oligoclásio-andesina				
biotita				
clorita				
titanita				
ilmenita				
apatita				
zircão				
allanita			...mimetização	

Tabela 5 – Sequência de cristalização estimada para a assembleia mineral do granito rapakivi.

5.2. FÁCIES GRANITO RAPA KIVI VERMELHO

O litotipo que caracteriza a fácies granito rapakivi vermelho, em escala microscópica, é muito similar ao da fácies granito rapakivi, tanto na mineralogia e suas porcentagens, como as principais texturas e a ordem de cristalização de seus minerais. Tomando isso em consideração, não será apresentada aqui a análise petrográfica do granito vermelho, uma vez que o granito rapakivi e o granito rapakivi vermelho podem ser considerados microscopicamente correspondentes. Entretanto serão exemplificadas algumas feições singulares da fácies granito rapakivi vermelho.

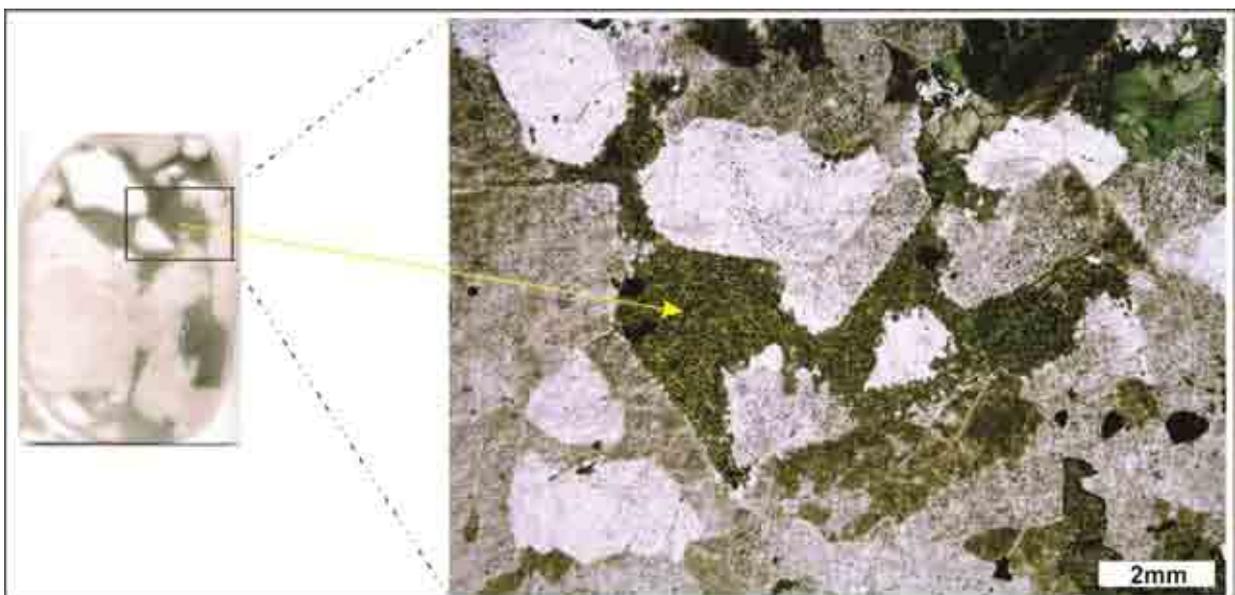
À primeira vista, uma característica marcante do granito vermelho é o grau de alteração mais intenso do feldspato alcalino quando em comparação com o seu correspondente granito rapakivi, dando colorações amarronzadas escuras, enquanto no granito rapakivi a alteração dos feldspatos é mais moderada, conferindo a eles uma coloração avermelhada a amarronzada mais clara (Fotomicrografias 12 e 13). Contudo, a alteração em grau intenso ocorre também (e.g. Fotomicrografia 4) na fácies granito rapakivi, entretanto é pouco comum, enquanto no caso do granito vermelho é uma característica típica.



Fotomicrografias – (12) Alteração intensa do feldspato alcalino na fácies granito rapakivi vermelho. Polarizadores //; (13) Alteração tipicamente moderada na fácies granito rapakivi. Polarizadores //.

A reação de substituição biotita-clorita é predominante no granito vermelho, restando poucos pseudomorfos de biotita, já no granito rapakivi esta reação tem caráter menos marcante, restando alguns cristais de biotita bem preservados.

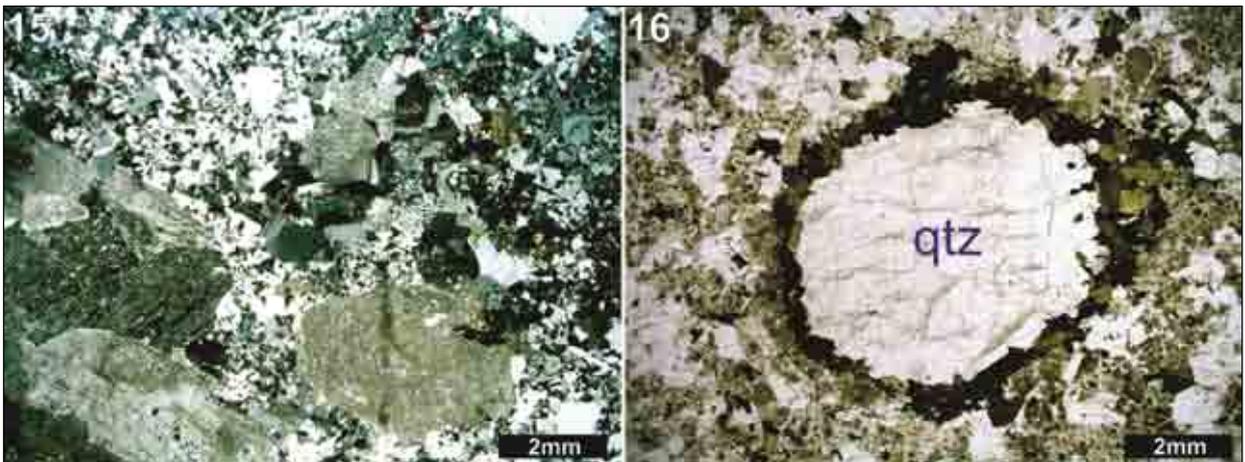
Em alguns afloramentos do granito vermelho foram observados litotipos cataclasados, chegando por vezes a formar brechas. Microscopicamente é possível observar que material que preenche interstícios entre os clastos da brecha trata-se de um agregado de cristais vermiformes de clorita (Fotomicrografia 14), resultante de ação hidrotermal mais intensa em algumas porções do corpo granítico.



Fotomicrografia 14 – Agregado de clorita vermiforme (seta) nos interstícios de granito cataclasado. Aspecto da seção delgada (à direita). Polarizadores //.

5.3. FÁCIES GRANITO PÓRFIRO

O granito pórfiro caracteriza-se como uma rocha inequigranular porfirítica, com matriz apresentando pouca variação granulométrica (equigranular fina), e que contém fenocristais de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo arredondado (Fotomicrografia 15). Algumas porções mais grossas concentram os fenocristais e foram denominadas no campo como “agregados”; quando dentro da matriz mais fina, os fenocristais apresentam aspectos de xenocristais, como bordas corroídas e contornos arredondados. É comum a ocorrência da textura rapakivi (cristais de feldspato alcalino com bordas de plagioclásio) e mais raramente de cristais de quartzo manteados por minerais máficos, principalmente a biotita (Fotomicrografia 16). Em algumas porções do granito ocorrem cristais de quartzo e feldspatos com hábitos fortemente xenomórficos (Fotomicrografia 17).



Fotomicrografias – (15) Aspecto geral do granito pórfiro. Polarizadores X. (16) Xenocristal de quartzo arredondado manteado por máficos, principalmente biotita. Polarizadores // (qtz = quartzo).



Fotomicrografia 17 – Aspecto aliotriomórfico de porções do granito pórfiro. Polarizadores X.

Mineralogicamente, o granito pórfiro é composto por microclínio (35-36%), quartzo (30-39%), plagioclásio (23-28%), o que caracteriza a rocha como um sienogranito (Diagrama 2). É composto também por biotita/clorita (1-6%) e outros minerais máficos e acessórios, cada qual perfazendo menos de 1% da rocha, como ilmenita e outros minerais opacos, titanita, apatita, zircão, fluorita e hornblenda. Ocorrem também alguns minerais de alteração dos feldspatos como a sericita e o carbonato.

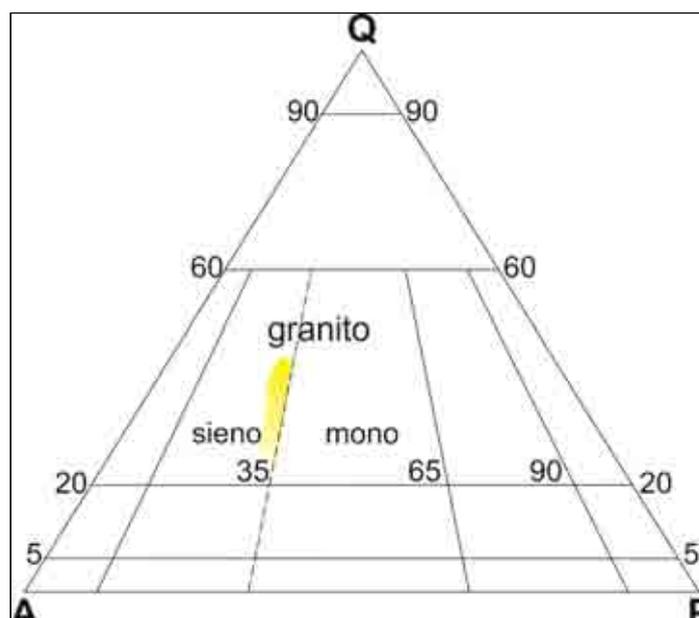
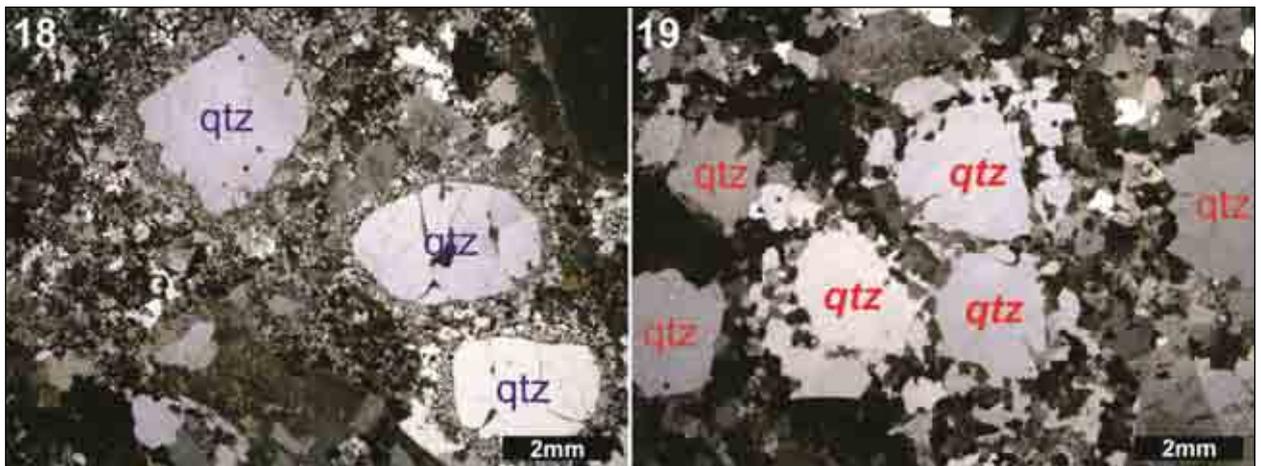
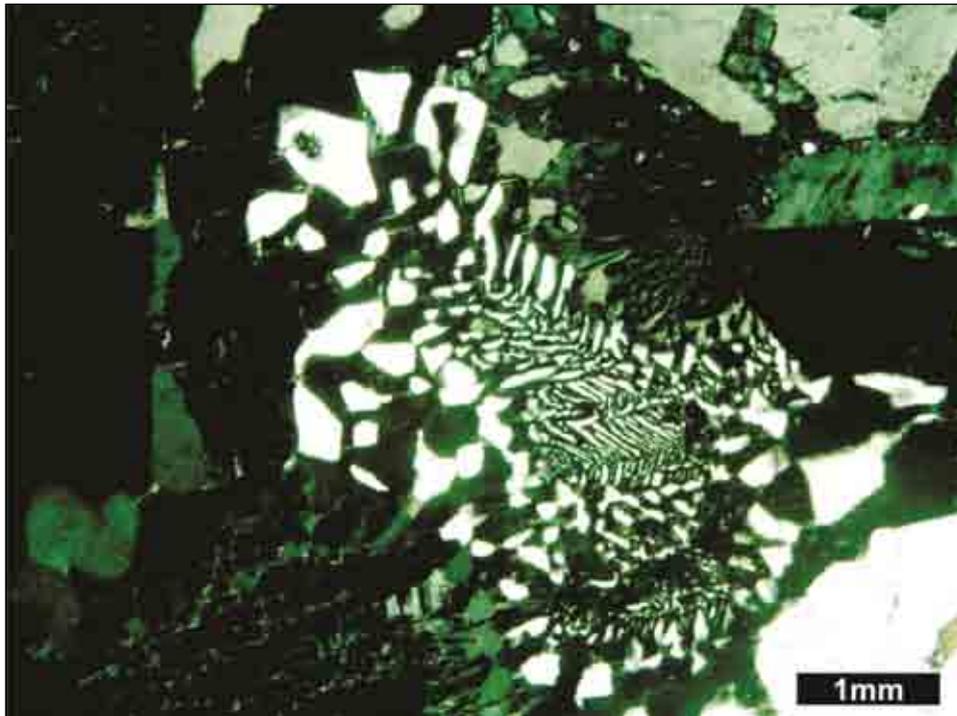


Diagrama 2 – Variação composicional das amostras de granito pórfiro. Adaptado de Streckeisen (1976).

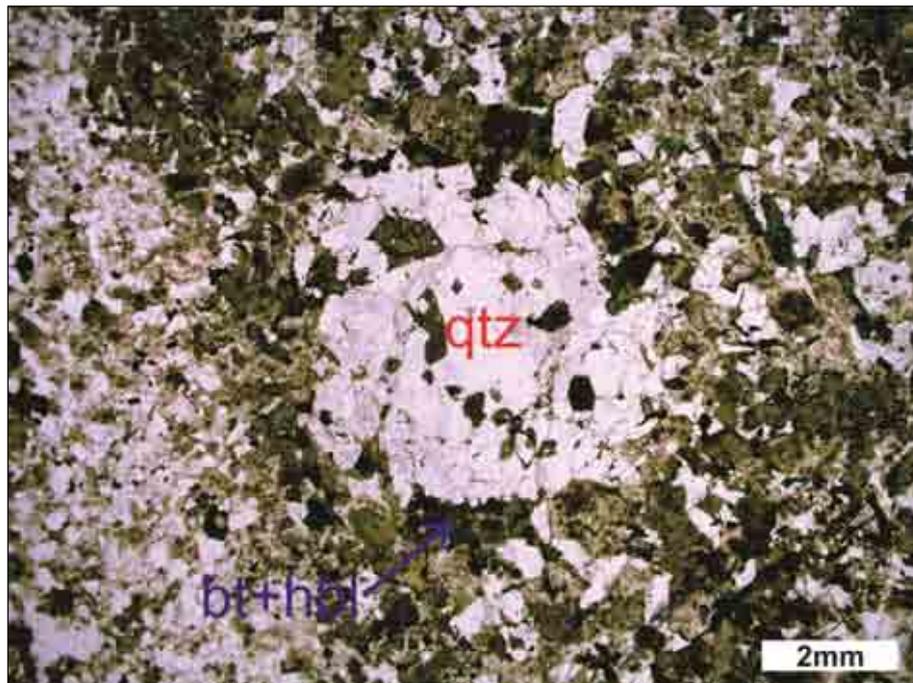
O quartzo ocorre tanto como xenocristais grandes de formato caracteristicamente arredondado (Fotomicrografia 18) com lamelas preenchidas por material muito fino, bem como na forma de cristais subidiomórficos a xenomórficos da matriz do granito pórfiro. Apresentam característica extinção ondulante e por vezes um hábito requilibrado, remetendo a cristais pretéritos que foram corroídos (Fotomicrografia 19). Feições de intercrescimento como textura gráfica são comuns (Fotomicrografia 20). Seus contatos com a matriz são normalmente de irregulares a reentrantes, e raramente apresentam-se retos. Alguns cristais maiores, de formato arredondado (xenocristais), apresentam manto de cristais máficos, principalmente biotita, com hornblenda subordinada, além de apresentar pequenas inclusões desses minerais (Fotomicrografia 21).



Fotomicrografias – (18) Formato arredondado típicos dos cristais maiores de quartzo. Polarizadores X; (19) Hábito reliquiar de quartzo. Polarizadores X (qtz = quartzo).



Fotomicrografia 20 – Textura gráfica no granito pórfiro. Polarizadores X.



Fotomicrografia 21 – Xenocristal de quartzo manteado por cristais de biotita e hornblenda. Polarizadores // (qtz = quartzo; bt = biotita; hbl = hornblenda).

Assim como no granito rapakivi e no granito rapakivi vermelho, os feldspatos da fácies pórfiro também se apresentam fortemente alterados em seção delgada, com o plagioclásio apresentando alteração mais forte no núcleo dos cristais, refletindo o zoneamento normal, e o feldspato alcalino apresentando alteração de coloração amarronzada. A textura rapakivi foi somente observada em amostra de mão, devido provavelmente à forte alteração de ambos os feldspatos.

O microclínio ocorre tanto como fenocristais idiomórficos a subidiomórficos na porção “agregada” quanto na matriz do pórfiro, na forma de xenocristais com bordas corroídas ou como cristais xenomórficos finos formadores da matriz. É possível distingui-los do plagioclásio devido à presença de pertitas e à sua forte alteração de coloração marrom avermelhada. Quando maiores, apresentam inclusões de quartzo e plagioclásio e seus contatos são em sua maioria regulares.

O plagioclásio apresenta variação composicional de oligoclásio a andesina (An22 – An31) com predominância de oligoclásio; a presença de andesina se dá principalmente em seções delgadas onde há contato do granito com enclaves máficos. Ocorre tanto na forma de cristais xenomórficos finos da matriz, bem como na forma de xenocristais maiores em meio à matriz (Fotomicrografia 21). Os cristais de plagioclásio apresentam, em sua maioria, zoneamento do tipo normal, evidenciado pela maior alteração (formação de sericita e carbonato) em seus núcleos (Fotomicrografia 22).



Fotomicrografia 22 – Zoneamento do tipo normal em xenocristal de plagioclásio (notar o núcleo mais alterado). Polarizadores X.

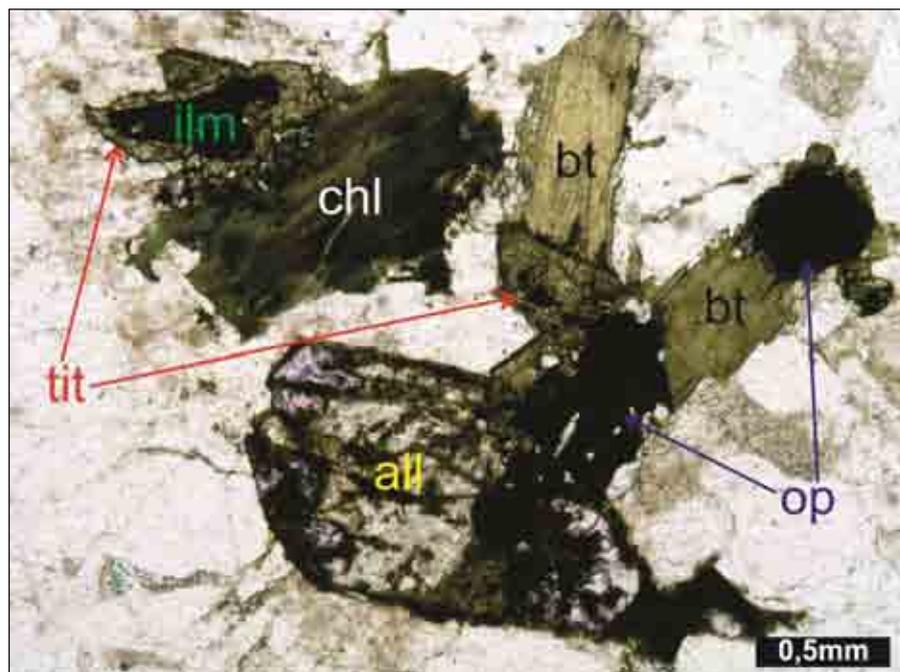
A biotita ocorre comumente na forma de cristais subidiomórficos a xenomórficos, raramente placóides, de tamanhos variados e apresenta-se frequentemente sendo substituída (traços de clivagem e bordas) por clorita (Fotomicrografia 23); às vezes esta substituição dá-se de forma completa, formando cristais de clorita pura. Os cristais de biotita apresentam pleocroísmo

de amarelo a marrom escuro, e os de clorita de amarelo claro a verde. É comum a associação da biotita/clorita com outros minerais máficos, como a titanita, opacos, apatita, e zircão (Fotomicrografia 24).



Fotomicrografias – (23) Biotita sendo substituída por clorita. Polarizadores //; (24) Associação típica de máficos. Polarizadores // (bt = biotita; chl = clorita; tit = titanita; op = opaco).

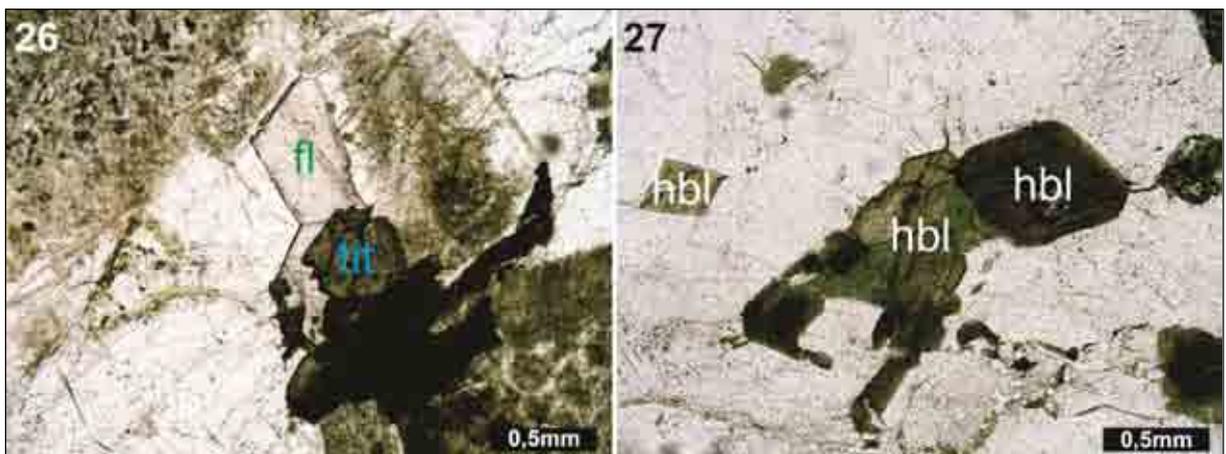
A titanita ocorre como cristais idiomórficos associados a outros minerais máficos; entretanto, às vezes é possível observar cristais de hábito xenomórfico substituindo a ilmenita. A ilmenita, assim reconhecida devido à sua associação com a titanita, apresenta-se como cristais de hábito xenomórfico normalmente associados a outros máficos (Fotomicrografia 25).



Fotomicrografia 25 – Associação de minerais máficos. Polarizadores // (ilm = ilmenita; chl = clorita; tit = titanita; all = allanita; op = opaco; bt = biotita).

A apatita e o zircão ocorrem como pequenos cristais de hábito prismático em associação com outros minerais máficos, com o zircão formando halos pleocróicos quando incluso na biotita. Ocorrem também raros cristais de allanita, que normalmente apresentam-se mimetizados (e.g. Fotomicrografia 25).

Foi identificada a presença de fluorita em uma seção delgada de granito, e esta foi reconhecida como tal devido ao seu hábito cúbico, associação com minerais cálcicos como a titanita e a apatita, além de ser isotrópica (Fotomicrografia 26). A presença de hornblenda foi identificada somente em uma lâmina, onde o granito apresentava-se em contato com enclave máfico, na forma de cristais idiomórficos, apresentando pleocroísmo de amarelo a verde escuro, clivagens típicas espaçadas de 120° e associação com cristais de clorita (Fotomicrografia 27).



Fotomicrografias – (26) Ocorrência de fluorita junto à titanita. Polarizadores //; (27) Hornblenda idiomórfica; notar clivagens formando 120° . Polarizadores // (fl = fluorita; tit = titanita; hbl = hornblenda).

A sequência de cristalização estimada para o granito da fácies pórfiro pode ser observada na tabela a seguir.

MINERAL	ESTÁGIOS MAGMÁTICOS			
	PRECOCE	PRINCIPAL	TARDIO	PÓS-MAGMÁTICO
quartzo				
microclínio				
oligoclásio-andesina				
biotita				
clorita				
titanita				
ilmenita				
apatita				
zircão				
allanita				
fluorita				
hornblenda				

Tabela 6 – Sequencia de cristalização estimada para a assembleia mineral do granito pórfiro.

5.4. FÁCIES GRANITO INEQUIGRANULAR RÓSEO

O granito da fácies inequigranular róseo constitui-se como uma rocha inequigranular porfírica com matriz fina a média, e índice de cor próximo a 7, caracterizando-se assim como hololeucocrática (Fotomicrografia 28).



Fotomicrografia 28 – Aspecto geral do litotipo que caracteriza a fácies granito inequigranular róseo. Polarizadores X.

Mineralogicamente, o granito róseo é composto por quartzo (35%), microclínio (47%), oligoclásio/andesina (17%), resultando assim na composição de um sienogranito (Diagrama 3); os minerais máficos e acessórios (biotita, clorita, opacos, apatita, e zircão) perfazem juntos menos de 1% da rocha granítica.

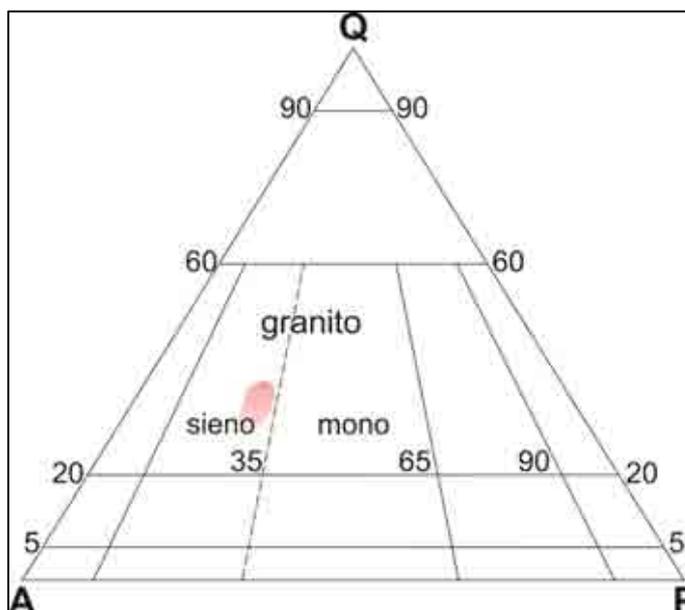
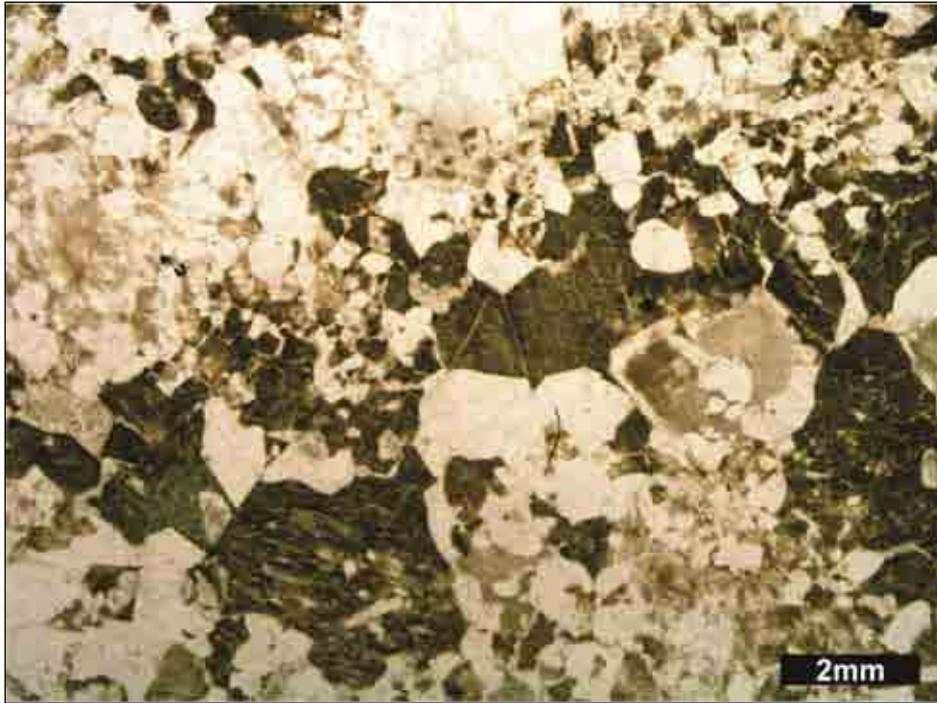


Diagrama 3 – Variação composicional das amostras de granito róseo. Adaptado de Streckeisen (1976).

O quartzo ocorre como cristais subidiomórficos a xenomórficos na matriz, apresentando característica extinção ondulante; a birrefringência do quartzo é variável, com cores de interferência variando de cinza médio a amarelo claro. Os fenocristais de quartzo apresentam caracteristicamente formato arredondado. Seus contatos apresentam-se de levemente retos a irregulares, e quando maiores, alguns cristais apresentam microfraturas.

Os feldspatos do granito apresentam alteração bem pronunciada (Fotomicrografia 29). O plagioclásio, de composição variando entre oligoclásio e andesina (An23 – An32), ocorre como cristais variando de subidiomórficos a idiomórficos prismáticos tabulares, com alteração do tipo saussuritização, formando minerais de alteração muito finos como a sericita, o epídoto e o carbonato; esta alteração se dá principalmente nos núcleos dos cristais, denotando um zoneamento do tipo normal (núcleo mais cálcico). Quando na forma de fenocristais, apresentam formato tabular com bordas normalmente corroídas e arestas arredondadas.

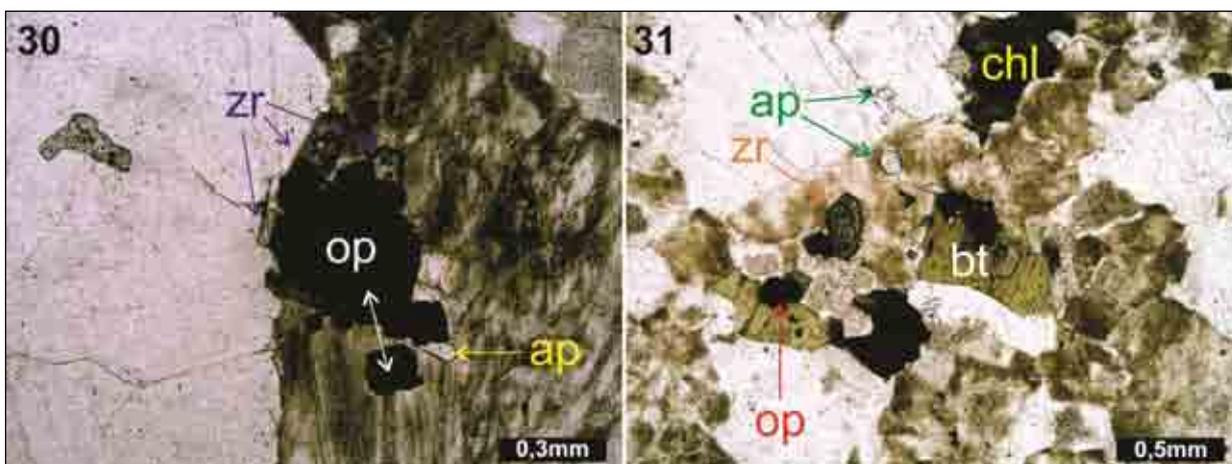


Fotomicrografia 29 – Alteração para uma coloração amarronzada escura nos feldspatos do granito róseo. Polarizados //.

O microclínio, por sua vez, ocorre como cristais xenomórficos na matriz, com forte alteração para a coloração marrom avermelhada (provavelmente com formação de caulinita), e por vezes apresentando lamelas de exsolução do tipo pertita. Quando na forma de fenocristais, constituem-se como cristais prismáticos que apresentam inclusões de quartzo e plagioclásio.

A biotita ocorre como cristais variando de subidiomórficos a xenomórficos, substituída por clorita (principalmente nos traços de clivagem e bordas); apresenta pleocroísmo de amarelo claro a marrom, e a clorita de cor amarelo claro a verde. Quando a substituição é completa, ocorrem cristais de clorita pura. É comum a associação das duas micas com outros minerais máficos, como minerais opacos, zircão e apatita.

Os minerais opacos ocorrem como cristais caracteristicamente subidiomórficos. A apatita e o zircão ocorrem como pequenos prismas de relevo alto (a apatita incolor e o zircão bege e zonado) associados aos outros minerais máficos (Fotomicrografias 30 e 31), com o zircão formando notáveis halos pleocróicos quando incluso na biotita.



Fotomicrografias – 30 e 31 – Associação de minerais máficos. Polarizadores // (zr = zircão; op = opaco; ap = apatita; bt = biotita; chl = clorita).

A sequência de cristalização estimada para o granito róseo pode ser observada na tabela a seguir.

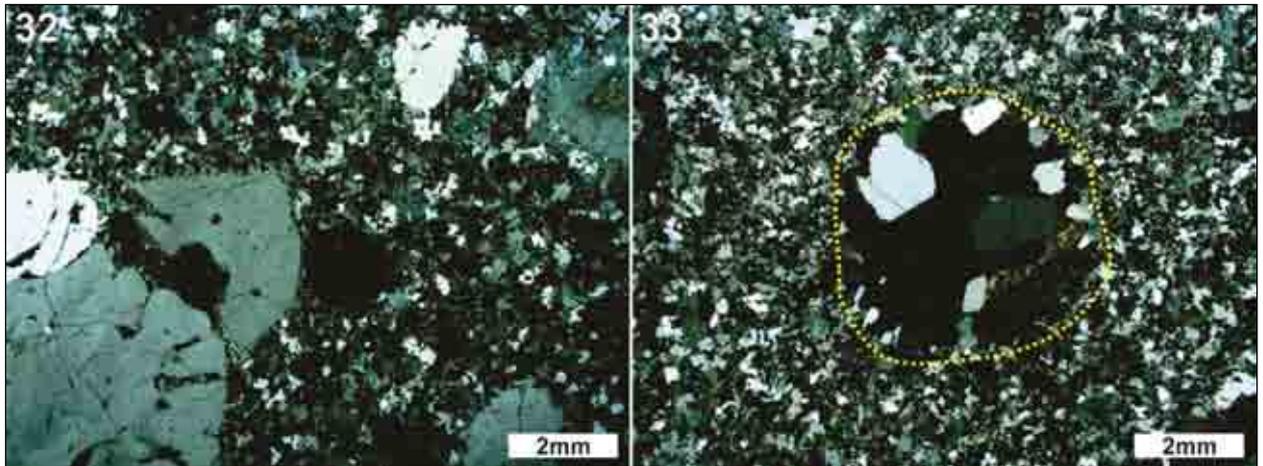
MINERAL	ESTÁGIOS MAGMÁTICOS			
	PRECOCE	PRINCIPAL	TARDIO	PÓS-MAGMÁTICO
quartzo				
microclínio				
oligoclásio-andesina				
biotita				
clorita				
opacos				
apatita				
zircão				

Tabela 7 – Sequencia de cristalização estimada para os minerais do granito róseo

5.5. ENCLAVES MICROGRANULARES FÉLSICOS

Os enclaves microgranulares félsicos caracterizam-se como rochas equi a inequigranular alotriomórficas (salvo alguns cristais idiomórficos pequenos de minerais acessórios e alguns poucos cristais de plagioclásio tabular). Podem apresentar xenocristais de quartzo, microclínio, plagioclásio de bordas arredondadas, e por vezes corroídas (Fotomicrografia 32). Em duas lâminas foi possível observar xenólitos da rocha hospedeira dentro do enclave microgranítico

(Fotomicrografia 33). O contato entre o enclave e a rocha hospedeira é abrupto, e não parece ter havido qualquer tipo de reação entre eles (Fotomicrografia 34).



Fotomicrografias – (32) Aspecto dos xenocristais no enclave microgranítico. Notar os contornos seus arredondados. Polarizadores X; (33) Xenólito do granito dentro do enclave microgranular de forma e contornos arredondados. Polarizadores X.

Em análise microscópica, foi possível observar que a composição mineralógica do enclave é dada basicamente por quartzo (35%), microclínio (25%), oligoclásio (30%), biotita (4%), clorita (2%), titanita (1%), ilmenita (3%), além de minerais como apatita, zircão e epídoto, perfazendo juntos menos de 1% da rocha. A proporção entre os minerais félsicos indica uma composição monzogranítica para os enclaves (Diagrama 4).

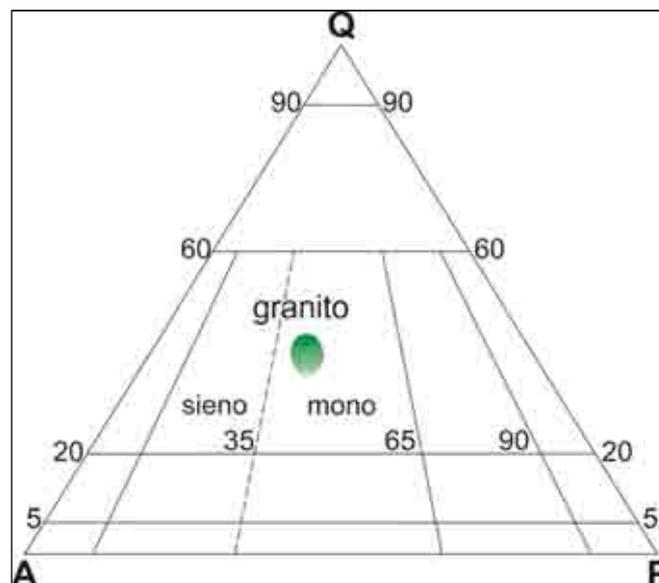


Diagrama 4 – Variação composicional das amostras de enclaves micrograníticos. Adaptado de Streckeisen (1976).

O quartzo ocorre na forma de cristais predominantemente xenomórficos (lembrando um formato amebóide), onde em suas reentrâncias se encontram cristais de plagioclásio que por vezes formam inclusões (Fotomicrografia 35). Os cristais maiores apresentam-se fraturados e essas estruturas encontram-se, às vezes, preenchidas por material muito fino.



Fotomicrografia 35 – Hábito reliquiar do quartzo no enclave microgranítico. Polarizadores X (qtz = quartzo).

O microclínio ocorre na forma de cristais de subidiomórficos a xenomórficos, com geminação em grade distinguível. Apresenta contornos levemente retos a reentrantes com a matriz. Uma alteração incipiente parece afetar os cristais maiores.

O plagioclásio, com composição de oligoclásio (An22 – An27), ocorre na forma de cristais desde subidiomórficos tabulares até cristais menores reentrantes nos cristais de quartzo. Apresenta forte saussuritização que, por vezes, chega a formar carbonato e epídoto.

A biotita forma cristais xenomórficos a placóides geralmente associados à ilmenita, e apresentam pleocroísmo de amarelo a marrom escuro; vale ressaltar que a reação de substituição biotita clorita não foi identificada em amostras dos enclaves félsicos.

A titanita ocorre na forma de pequenos cristais idiomórficos associados formando verdadeiros “aglomerados” e mais raramente na forma de cristais

xenomórficos dispersos pela matriz. Associa-se à biotita e a cristais de epidoto (raros). A substituição ilmenita titanita é pouco presente nos enclaves félsicos. A ilmenita ocorre na forma de cristais variando de subidiomórficos a xenomórficos e se encontra frequentemente associada à biotita e/ou clorita.

O zircão e a apatita formam pequenos prismas inclusos (na biotita e na titanita) ou associados aos minerais máficos do enclave. O epidoto também ocorre em associação com a biotita.

A sequência de cristalização estimada para o enclave microgranular félsico pode ser observada na tabela a seguir.

MINERAL	ESTÁGIOS MAGMÁTICOS			
	PRECOCE	PRINCIPAL	TARDIO	PÓS-MAGMÁTICO
quartzo				
microclinio				
oligoclásio				
biotita				
titanita				
ilmenita				
zircão				
apatita				
epidoto				

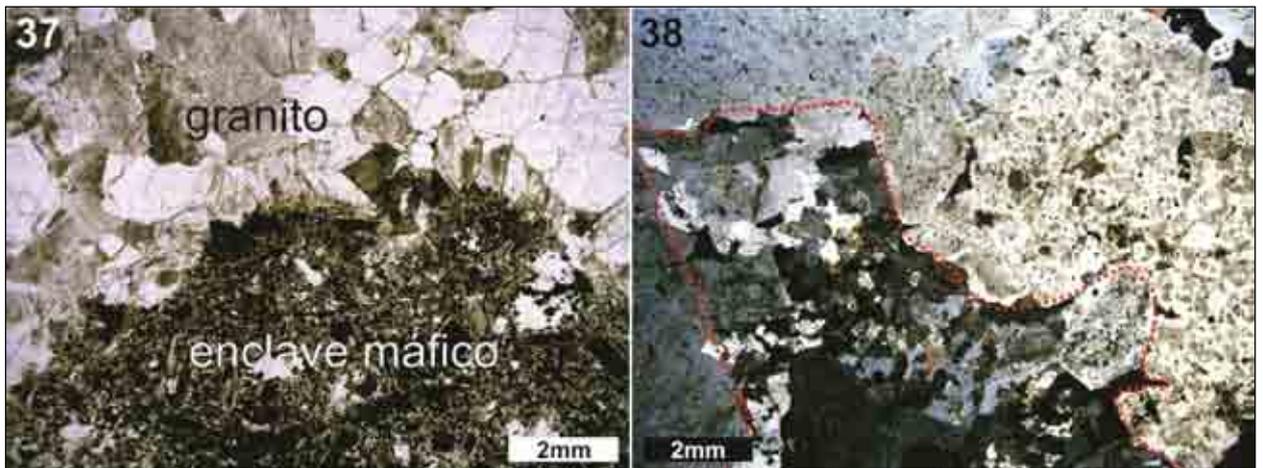
Tabela 8 – Sequencia de cristalização estimada para a assembleia mineral dos enclaves félsicos.

5.6. ENCLAVES MICROGRANULARES MÁFICOS

Microscopicamente, os enclaves microgranulares máficos caracterizam-se como rochas equigranulares hipidiomórficas. Alguns enclaves apresentam xenocristais de quartzo e de plagioclásio com contatos irregulares e reentrantes, bordas arredondadas e zoneamento do tipo inverso (Fotomicrografia 36). Quando em contato com o granito hospedeiro, ocorre uma concentração de cristais de quartzo e plagioclásio no enclave, próxima ao contato, caracteristicamente de maneira abrupta (Fotomicrografia 37 e 38). Aparentemente, o enclave apresenta um aspecto bem alterado, dado pela formação de material muito fino (apatita acicular) sobre os cristais do enclave (Fotomicrografia 39).



Fotomicrografia 36 – Xenocristal de plagioclásio com bordas arredondadas no enclave máfico. Polarizadores //.



Fotomicrografias – (37) Contato brusco entre o granito e o enclave máfico. Polarizadores //; (38) Enclave máfico (em destaque) bordejado por fenocristais de plagioclásio. Polarizadores X.



Fotomicrografia 39 – Aspecto “sujo” resultante da alteração do enclave máfico. Polarizadores X.

O enclave é composto por quartzo (18-25%), oligoclásio (49-51%), biotita/clorita (18-21%), titanita (<1-3%), ilmenita e outros minerais opacos (2%). A hornblenda foi observada somente em duas lâminas de enclave máfico, com proporções variando de <1 a 6%. Minerais como a apatita e zircão perfazem cada qual menos de 1% do enclave. Por vezes, epídoto e muscovita ocorrem em pequenas proporções como minerais de alteração do plagioclásio. Dada a proporção dos minerais félsicos, os enclaves máficos caracterizam-se como rochas de composição tonalítica (Diagrama 5); cabe aqui ressaltar que, diferentemente da descrição macroscópica desses enclaves, não foi observada a presença de feldspato alcalino em lâmina.

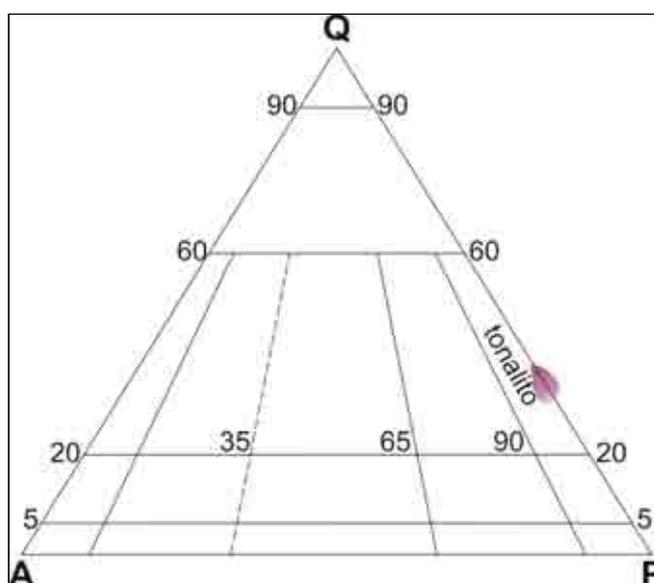
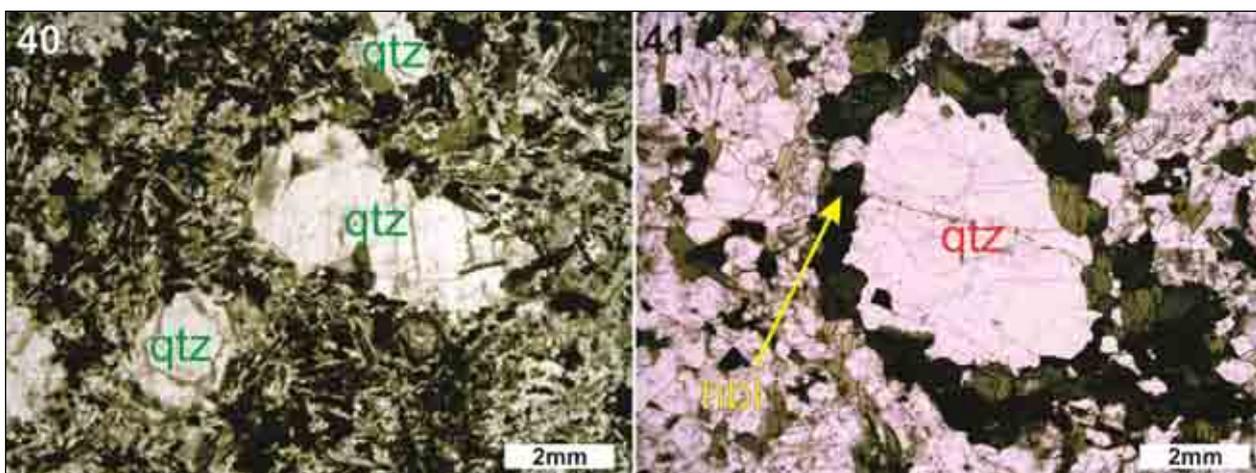


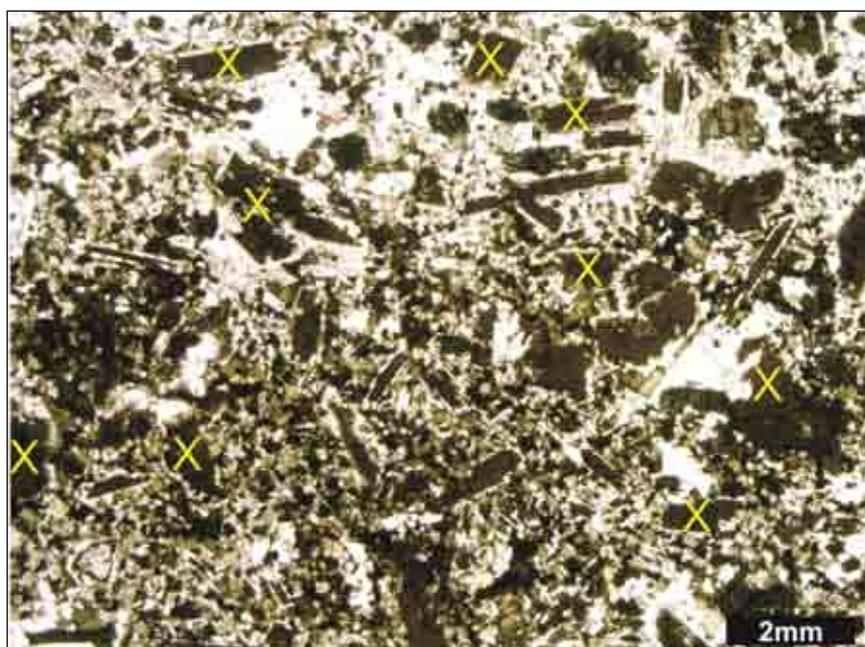
Diagrama 5 – Variação composicional das amostras de enclaves máficos. Adaptado de Streckeisen (1976).

O quartzo ocorre na forma de cristais da matriz de formato frequentemente irregular (arredondados a alongados) e contornos de retos a interdigitados com os outros grãos da rocha. Os grãos apresentam caracteristicamente extinção ondulante e, quando maiores, podem ter fraturas preenchidas por material mais fino. Em algumas seções delgadas foi possível observar um caráter xenocrystalino do quartzo (Fotomicrografia 40), onde ele ocorria na forma de cristais grandes de formato caracteristicamente arredondado, manteados por minerais máficos como a hornblenda e a biotita (Fotomicrografia 41). Ilmenita e biotita ocorrem como inclusões no quartzo, principalmente nos cristais de menores dimensões.



Fotomicrografias – (40) Xenocrístais de quartzo em meio ao enclave máfico. Polarizadores //; (41) Xenocrístal de quartzo manteado por cristais de hornblenda, idiomórficos em sua maioria. Polarizadores // (qtz = quartzo).

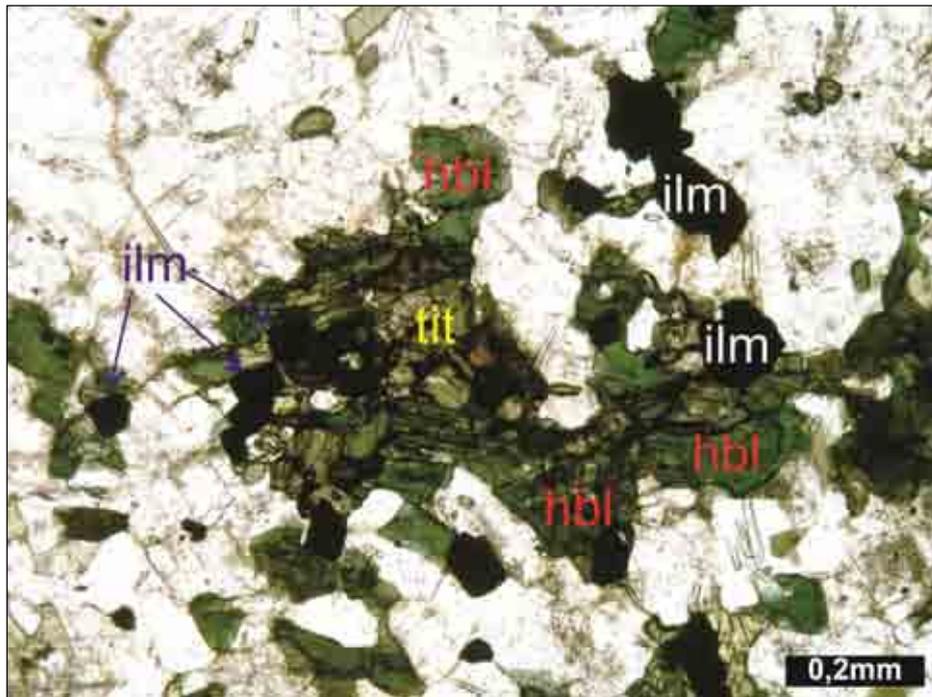
O plagioclásio, com composição de oligoclásio (An21 – An29), encontra-se como cristais componentes da matriz com hábito caracteristicamente idiomórfico (preserva a forma tabular). Apresenta forte saussuritização, de coloração avermelhada em lâmina delgada, principalmente no núcleo dos cristais (mais cálcicos), por vezes formando carbonato, epidoto e muscovita. Em algumas lâminas esta alteração se dá de maneira muito pronunciada, formando um material marrom escuro, muito similar à aparência da biotita (Fotomicrografia 42).



Fotomicrografia 42 – Forte alteração dos cristais de plagioclásio (marcados com X) de coloração amarronzada. Polarizadores //.

A biotita ocorre como cristais placóides que muitas vezes estão sendo substituídos por clorita; apresenta pleocroísmo de amarelo a marrom escuro. Associa-se à titanita e à ilmenita; inclusões de zircão formam halos pleocróicos nos

cristais de biotita. A biotita pode apresentar também inclusões de pequenos cristais de plagioclásio. A hornblenda, quando presente, ocorre na forma de cristais idiomórficos a subidiomórficos, apresentando pleocroísmo de verde claro a verde escuro, que circundam xenocristais de quartzo (e.g. Fotomicrografia 41) ou como agregados associados a outros minerais máficos (Fotomicrografia 43).



Fotomicrografia 43 – Associação de máficos no enclave máfico, Polarizadores // (ilm = ilmenita; tit = titanita; hbl = hornblenda).

A titanita ocorre como cristais variando de xenomórficos a idiomórficos (quando em maior tamanho), e formando bordas de substituição na ilmenita. A ilmenita ocorre predominantemente na forma de cristais idiomórficos a hipidiomórficos.

O zircão e a apatita formam pequenos prismas inclusos (na biotita e na titanita) ou associados aos minerais máficos do enclave.

A sequência de cristalização estimada para o enclave microgranular máfico pode ser observada na tabela a seguir.

MINERAL	ESTÁGIOS MAGMÁTICOS			
	PRECOCE	PRINCIPAL	TARDIO	PÓS-MAGMÁTICO
quartzo				
oligoclásio				
biotita				
clorita				
titanita				
ilmenita				
hornblenda				
zircão				
apatita				

Tabela 9 – Sequencia de cristalização estimada para a assembleia mineral dos enclaves maficos.

Para caráter de comparação com a petrografia, são apresentados a seguir diagramas ternários QAP do conjunto de granitos e enclaves com base nos dados de química de rocha total:

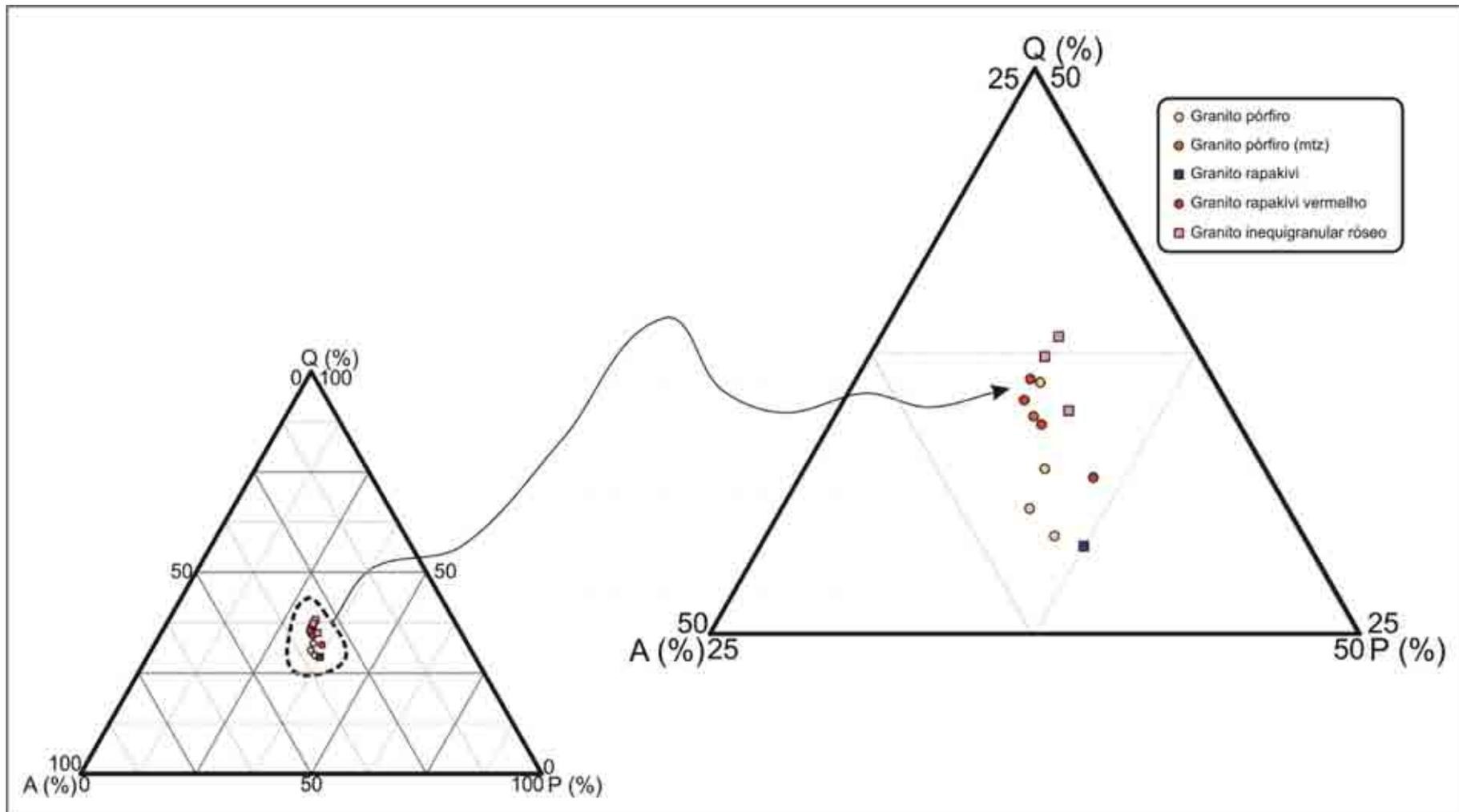


Diagrama 6 – Variação composicional QAP (quartzo – feldspato alcalino – plagioclásio) para os litotipos das diferentes fácies graníticas, com base em dados de química de rocha total (mtz = matriz).

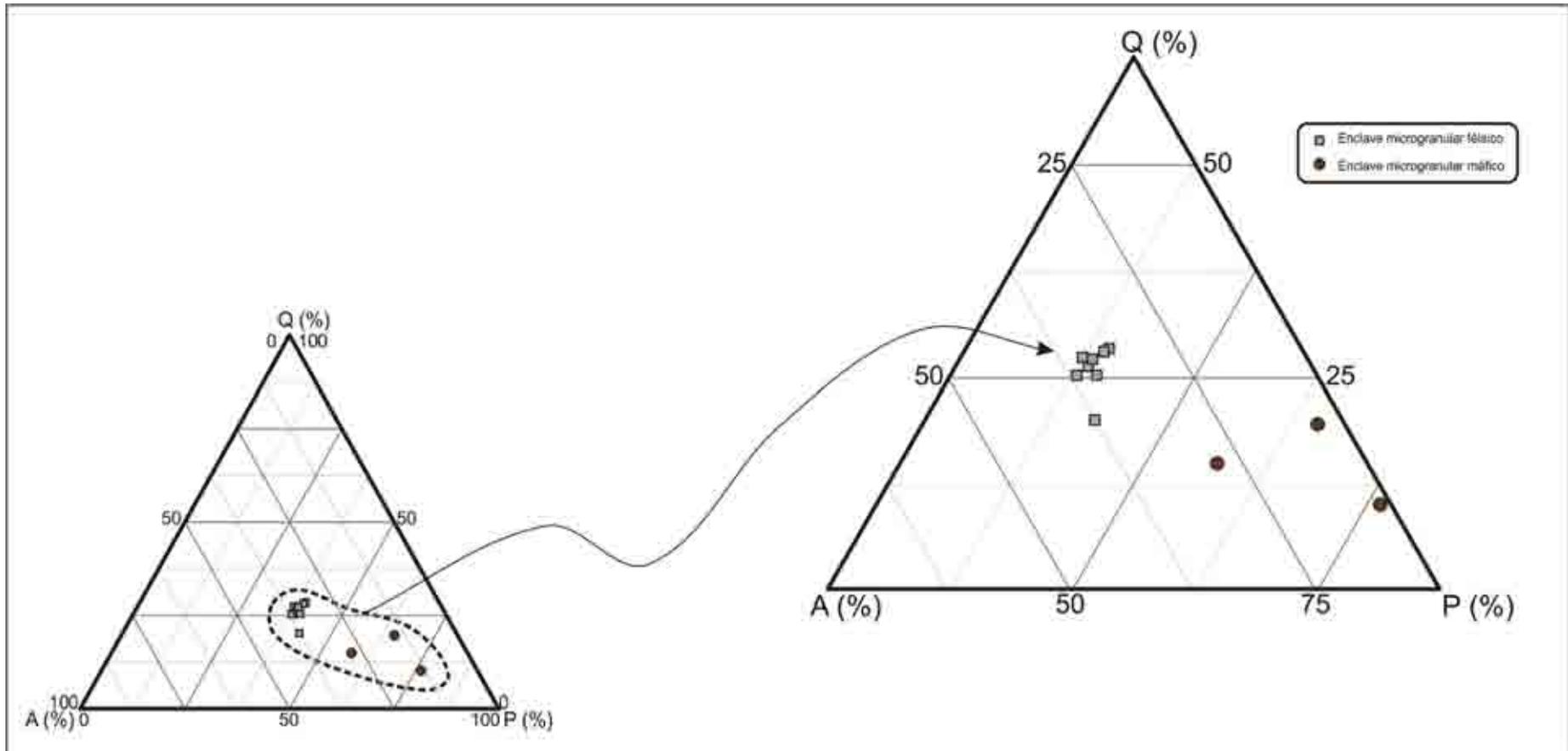


Diagrama 7 – Variação composicional QAP (quartzo – feldspato alcalino – plagioclásio) para os enclaves de ocorrência pelas diferentes fácies graníticas, com base em dados de química de rocha total.

6. GEOQUÍMICA

6.1. ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS

Foram obtidos dados de análise química de rocha total pelo método de fluorescência de raios X para vinte e sete amostras de diferentes litotipos do Granito Salto, sendo nove dos enclaves microgranulares félsicos, duas de aplitos, que ocorrem na forma de veios cortando o granito pórfiro e o granito inequigranular róseo, três de enclaves microgranulares máficos, uma da matriz do granito pórfiro, quatro do granito pórfiro, três do granito róseo, quatro do granito vermelho e uma do granito rapakivi. Dentre estas análises, algumas foram obtidas durante o Trabalho de Formatura.

Os dados geoquímicos para elementos maiores e alguns traços das amostras, além suas respectivas classificações com base na geoquímica são apresentados na forma de tabelas e gráficos ilustrados ao fim de cada capítulo em que cada conjunto de dados é relacionado.

Logo abaixo da tabela de dados geoquímicos seguem diagramas de variação, utilizando a porcentagem de SiO_2 como índice de diferenciação. Este índice fornece informações referentes ao grau de diferenciação dos magmas que formaram estas rochas (quanto maior o índice, mais diferenciado era o magma). Em seguida, são apresentados os mesmos diagramas de variação, entretanto, sem as amostras de enclaves microgranulares máficos com o objetivo de facilitar a diferenciação entre enclaves félsicos e granitos hospedeiros, uma vez que estes são quimicamente similares.

Os enclaves máficos apresentam claramente os menores valores de SiO_2 , corroborando assim seu caráter mais básico e primitivo. Como esperado, os enclaves também apresentam as maiores concentrações de elementos como Ca, Mg, Ti e P; além disto, eles mostram baixas concentrações de Ba e K_2O . Os maiores valores de concentração de Zr, inseridos no campo dos enclaves máficos, indicam que o magma parental possuía a maior temperatura do conjunto amostrado. A baixa razão Rb/Sr dos enclaves máficos aponta um menor fracionamento destas rochas.

Confrontando enclaves microgranulares félsicos e granitos, a partir do índice de diferenciação adotado, é possível observar que o conjunto de enclaves é sempre menos enriquecido, quando não igual, em Si com relação aos seus granitos hospedeiros. Assim como na comparação com a sílica, os teores de CaO, TiO_2 e Mg reforçam o caráter mais básico e mais primitivo dos enclaves félsicos com relação

aos seus hospedeiros, embora por vezes valores de concentração desses elementos nos enclaves e granitos sejam muito similares (CaO ~ 0,9%, e Mg ~ a 0,4%). Com relação ao TiO₂, os granitos têm teores claramente mais baixos, enquanto para o P₂O₅, quatro dos enclaves félsicos apresentam os maiores teores, enquanto os granitos e os demais enclaves apresentam-se distribuídos em um pequeno intervalo de variação (~0,06 e 0,10% de P₂O₅).

Um conjunto de enclaves félsicos além de três amostras do granito pórfiro possuem os teores mais elevados de Ba, enquanto nos valores intermediários ocorrem outros enclaves félsicos e os granitos vermelho e rapakivi, com os valores mais baixos de Ba (~370 ppm) para o granito róseo. Granitos e enclaves félsicos apresentam concentrações de Sr similares, e o maior valor dentre eles ocorre no granito pórfiro (~180 ppm). O padrão de distribuição das amostras para o Rb é muito similar ao do Sr, com exceção da assembleia de enclaves máficos, os quais apresentam um padrão inverso. A variação no conteúdo de Zr para enclaves félsicos e granitos hospedeiros segue uma tendência linear, onde os enclaves apresentam nitidamente os teores mais elevados. Ao contrário do U, onde os enclaves félsicos apresentam maior concentração deste elemento com relação aos granitos, o padrão de distribuição do Th se dá em uma distribuição linear, com os menores valores no conjunto de enclaves félsicos.

Um conjunto de enclaves félsicos apresenta as maiores razões Ba/Sr, e novamente é possível observar um padrão de distribuição tendendo a linear para o conjunto de enclaves félsicos e granitos hospedeiros. Alguns enclaves félsicos apresentam valores de Rb/Sr muito similares aos dos granitos, entretanto um outro conjunto de enclaves apresenta maiores razões. Tais variações mostram que existem variações químicas importantes dentro do conjunto dos enclaves microgranulares félsicos

Dentro do conjunto dos granitos, apesar de pequenas, também ocorrem diferenças químicas que os diferenciam. Os teores de SiO₂ são pouco variáveis para o conjunto (~72-76%), com valores mais baixos para os granito pórfiro e rapakivi, enquanto o granito inequigranular róseo apresenta conteúdo de sílica elevado (~76-77%) e diversas indicações de que corresponde ao granito mais diferenciado do conjunto (por exemplo, menores teores de Ca, Mg, Ti, P, Ba e Sr). Apesar da escassez de análise dos granitos da fácies rapakivi, foi possível observar que seu correspondente, o granito vermelho, ora ele se mostra mais diferenciado (menor

conteúdo de Zr, e na razão Ba/Sr, além de uma maior quantidade do elemento Th), ora mais primitivo (maior conteúdo em Ca e Ti).

Com relação ao granito pórfiro, é importante notar que, a amostra de sua matriz aqui analisada é claramente mais diferenciada que a amostra da rocha em sua totalidade, que, ao contrário, é a mais primitiva de todo o conjunto de granitos, e tem os maiores teores de Ba e Sr.

O aplito, encontrado em veios que cortam os granitos pórfiro e inequigranular róseo, assim como esperado, é a amostra mais diferenciada de todo o conjunto, com o maior teor em sílica e as menores concentrações de Ca, Mg, Ti e P. Juntando-se a isso, apresenta as menores concentrações de Zr, além da maior razão Rb/Sr, consistente com sua origem a partir de magmas muito fracionados.

Foram apresentados diagramas obtidos para elementos como U e Th, entretanto estes elementos serão mais bem discutidos quando forem apresentados os resultados de análise pelo método ICP-MS.

		IGN 21	ITU-09-27A	ITU-09-27A	ITU-09-27D	ITU-09-32	IGN 22	IGN 2.2.4	ITU-06-04A	ITU-09-20A	ITU-09-24	ITU-06-13A	ITU-09-16 B	ITU-09-34A
		GP	MGP	GP	GP	GP	GR	GV	GV	GV	GV	GIR	GIR	GIR
maiores	SiO ₂	72,81	74,77	75,91	73,82	72,05	72,54	74,80	72,89	74,94	74,26	76,28	76,67	75,82
	TiO ₂	0,355	0,298	0,296	0,328	0,360	0,390	0,317	0,356	0,320	0,344	0,251	0,196	0,169
	Al ₂ O ₃	13,39	12,41	12,46	13,17	13,56	13,64	12,51	12,94	12,66	12,43	11,91	12,10	12,74
	Fe ₂ O ₃	1,88	1,76	1,54	1,76	1,97	2,05	1,73	2,02	1,71	1,91	1,50	1,17	1,11
	MnO	0,042	0,030	0,030	0,037	0,041	0,040	0,050	0,050	0,028	0,044	0,044	0,034	0,019
	MgO	0,40	0,30	0,29	0,35	0,38	0,42	0,39	0,50	0,38	0,36	0,24	0,18	0,20
	CaO	1,01	0,78	0,80	0,99	1,11	1,20	0,86	1,01	0,79	0,90	0,64	0,67	0,60
	Na ₂ O	3,40	3,26	3,32	3,43	3,52	3,58	3,18	3,47	3,29	3,25	3,27	3,44	3,70
	K ₂ O	5,56	5,26	5,14	5,36	5,48	5,39	5,10	5,03	5,23	5,21	5,02	4,87	5,08
	P ₂ O ₅	0,080	0,060	0,057	0,071	0,084	0,097	0,060	0,083	0,069	0,080	0,047	0,036	0,030
	PF	0,72	0,36	0,54	0,58	0,80	0,38	0,64	0,50	0,60	0,52	0,44	0,64	0,70
	Total	97,77	99,29	99,84	99,32	98,56	99,73	97,91	98,85	99,42	99,31	99,64	99,37	99,47
	menores e traço	Ba	973	562	507	863	1036	943	698	755	705	721	371	288
Ce		113	122	117	113	141	119	103	130	128	140	96	77	93
Cl		< 50		< 50	< 50	< 50		< 50		< 50			< 50	< 50
Co		< 6	< 6	< 6	< 6	< 6		< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6
Cr		< 13	34	< 13	16	29	16	< 13	< 13	< 13	< 13	33	< 13	< 13
Cu		< 5	< 5	< 5	< 5	< 5		5	8	< 5	< 5	6	< 5	< 5
F		1187		1183	1618	1535		1414		1559			2198	2065
Ga		17	17	15	16	17	17	17	18	17	17	17	17	19
Li		86	65	87	68	89	79	83	78	75	81	64	48	51
Nb		32	30	31	30	29	29	33	32	32	32	35	37	38
Nd		46	31	31	39	42	33	51	26	40	41	24	28	< 14
Ni		< 5	< 5	< 5	< 5	< 5		< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Pb		29	24	10	11	13	13	26	29	9	25	26	9	10
Rb		201	208	204	194	199	191	199	195	186	206	243	272	284
S		< 300		< 300	< 300	< 300		< 300		< 300			< 300	< 300
Sc		< 14	< 14	< 14	< 14	< 14		< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14
Sr		182	126	117	171	196	204	145	158	127	150	82	71	65
Th		37	48	44	35	33	32	40	36	40	37	49	46	48
U		14	7	8	8	7	9	14	6	9	7	8	9	13
V		10	< 9	9	9	21	16	16	< 9	16	< 9	< 9	12	9
Y	36	34	38	33	26	33	37	37	38	34	38	33	39	
Zn	38	23	23	28	33	30	34	39	26	33	22	24	17	
Zr	249	200	206	223	252	229	210	235	223	229	187	157	145	

Tabela 10 – Análises químicas por FRX. GP = granito pórfiro; MGP = matriz do granito pórfiro; GR = granito rapakivi; GV = granito vermelho; GIR = granito inequigranular róseo.

		2008/ITU-2.1D	ITU-06-11A	ITU-06-13C	ITU-06-03A	ITU-06-03B	ITU-06-04B	ITU-09-28C	2008/ITU-2.1C	ITU-09-18C	ITU-09-27D(E)	ITU-09-27C	ITU-09-34I
		EMF	EMF	EMF	EMF	EMF	EMF	EMF	EMM	EMM	EMM	APLITO	APLITO
maiores	SiO ₂	71,82	68,92	72,01	70,30	70,27	70,37	67,10	59,73	60,72	56,64	76,89	77,22
	TiO ₂	0,382	0,549	0,424	0,502	0,517	0,457	0,744	1,560	1,513	1,880	0,057	0,149
	Al ₂ O ₃	13,68	13,97	13,63	13,69	13,67	14,06	14,63	15,96	14,10	14,98	12,57	12,26
	Fe ₂ O ₃	2,19	3,01	2,26	2,68	2,80	2,46	3,63	7,40	7,98	9,12	0,93	0,93
	MnO	0,055	0,067	0,049	0,059	0,068	0,072	0,083	0,198	0,207	0,245	0,014	0,026
	MgO	0,42	0,67	0,44	0,60	0,62	0,58	0,93	2,23	2,31	2,86	0,04	0,12
	CaO	0,94	1,28	1,12	1,30	1,30	1,04	1,77	2,79	3,45	3,76	0,51	0,61
	Na ₂ O	3,66	3,47	3,81	3,61	3,52	3,82	3,77	5,98	4,61	3,82	4,30	3,80
	K ₂ O	5,62	5,75	5,09	5,48	5,35	5,45	5,72	1,81	1,99	3,37	4,16	4,56
	P ₂ O ₅	0,084	0,147	0,091	0,149	0,150	0,102	0,221	0,554	0,828	0,815	0,007	0,017
	PF	0,52	0,54	0,68	0,84	0,83	0,72	0,82	1,32	1,56	1,90	0,22	0,64
	Total	99,37	99,37	99,60	99,21	99,10	99,13	98,60	99,53	99,27	97,49	99,70	99,69
menores e traço	Ba	483	996	1098	1008	938	707	1329	152	271	684	96	147
	Ce	133	145	144	143	127	103	115	94	125	147	< 35	82
	Cl							< 50			< 50		< 50
	Co	< 6	< 6	< 8	< 6	< 6	< 6	7	10	12	16	< 6	< 6
	Cr	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13
	Cu	< 5	6	< 5	8	< 5	< 5	5	< 5	26	152	< 5	7
	F							2121			6921		1663
	Ga	19	19	18	19	19	20	19	30	28	23	21	17
	La	83	77	93	72	79	67	104	48	66	104	< 28	32
	Nb	31	37	32	33	32	35	38	89	81	64	23	36
	Nd	37	48	39	33	41	35	57	55	68	88	< 14	16
	Ni	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	5	8	8	< 5	< 5
	Pb	43	38	33	37	44	45	27	14	17	24	21	81
	Rb	301	278	259	258	258	264	237	227	201	208	183	322
	S							< 300			1490		< 300
	Sc	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	16	19	20	< 14	< 14
	Sr	90	161	172	166	159	118	221	141	231	228	29	46
	Th	30	29	29	30	31	28	27	33	14	23	48	48
	U	28	22	8	24	27	31	19	93	21	273	4	15
	V	11	25	10	32	33	22	47	67	58	107	< 9	3
	Y	32	41	38	38	38	37	43	80	64	76	21	46
Zn	39	49	46	60	61	47	74	128	166	158	7	33	
Zr	319	405	316	320	321	395	504	549	249	518	118	139	

Tabela 11 – Análises químicas por FRX. EMF = enclave microgranular félsico; EMM = enclave microgranular máfico.

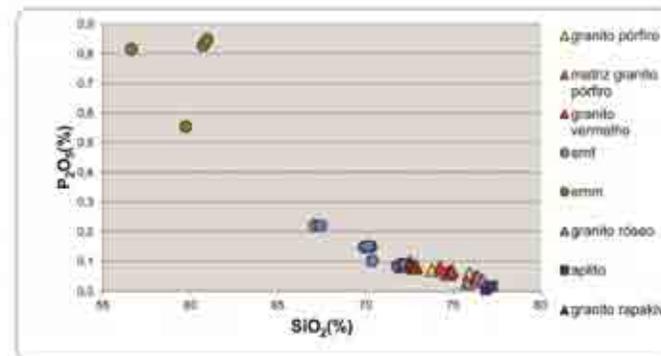
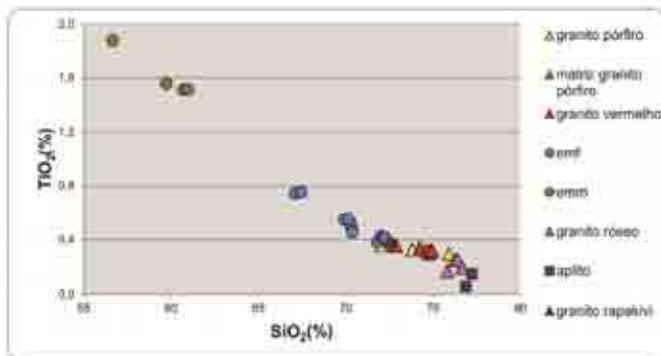
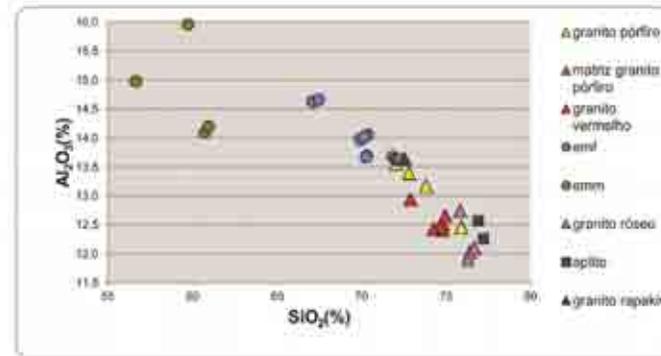
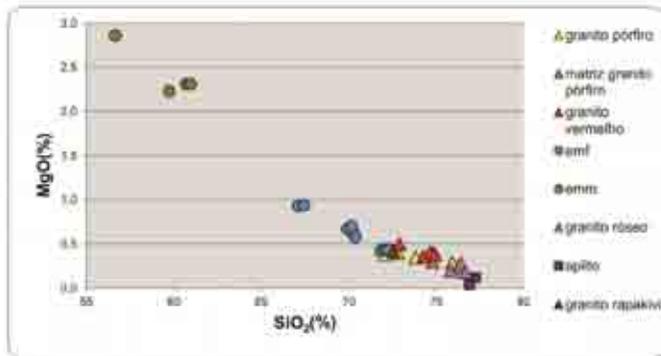
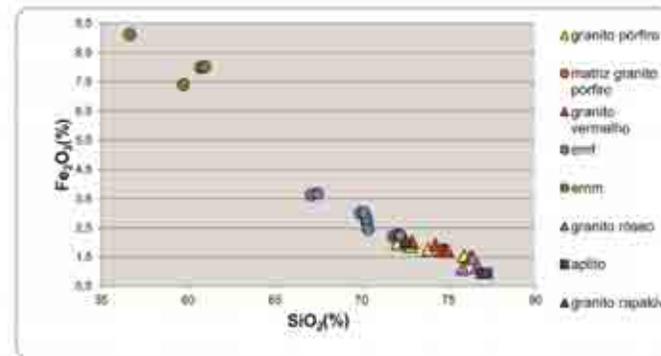
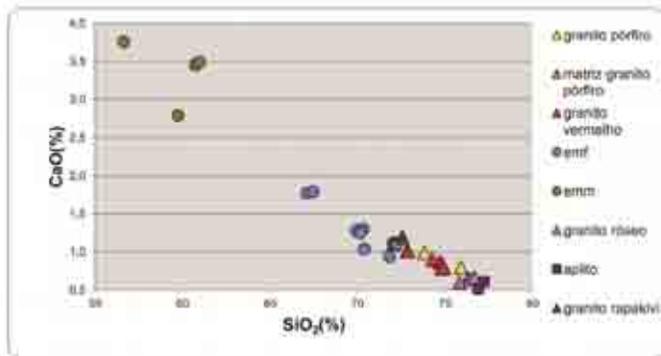


Figura 42 – Diagramas de variação utilizando o teor de SiO₂ como parâmetro.

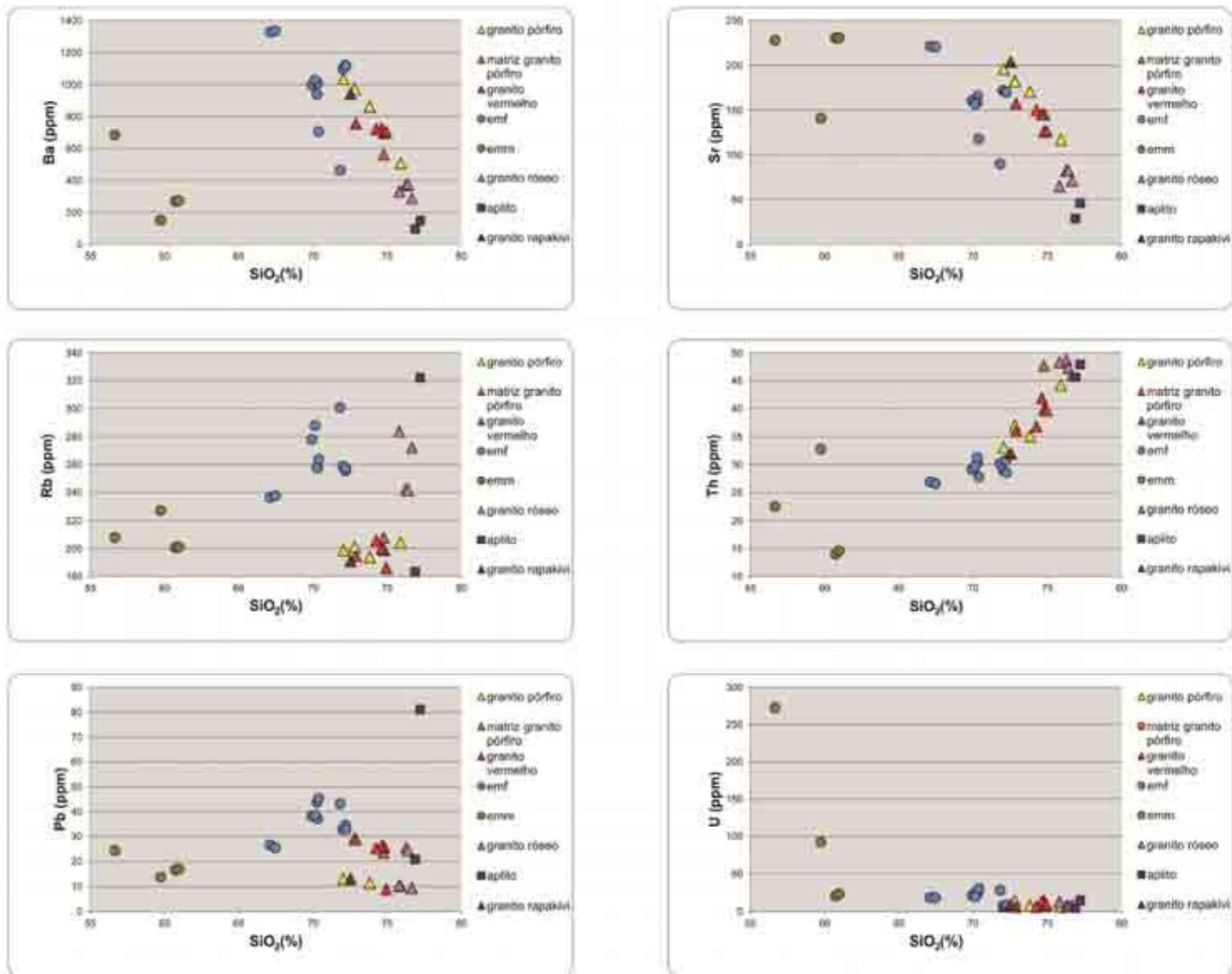


Figura 43 - Diagramas de variação utilizando o teor de SiO₂ como parâmetro.

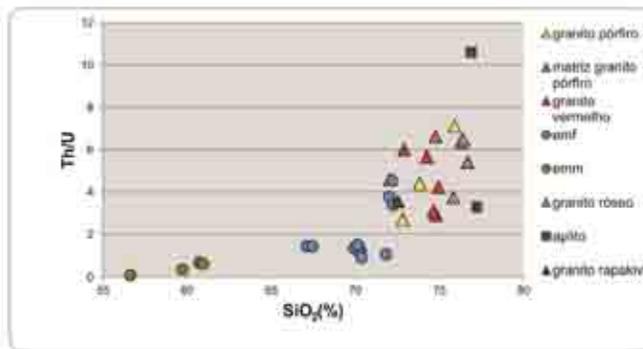
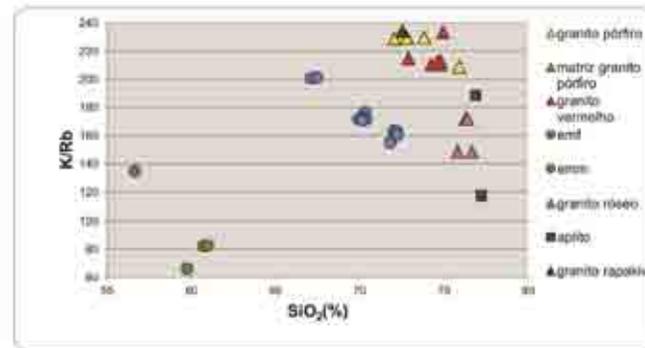
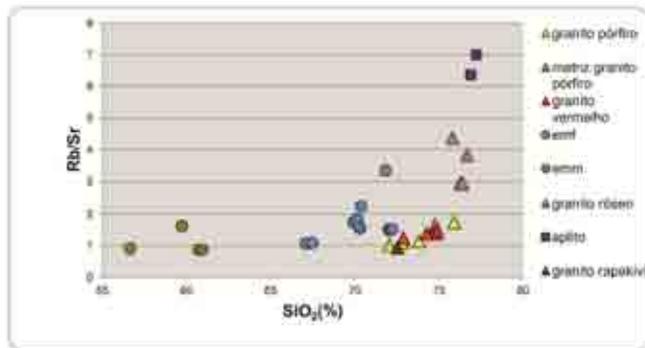
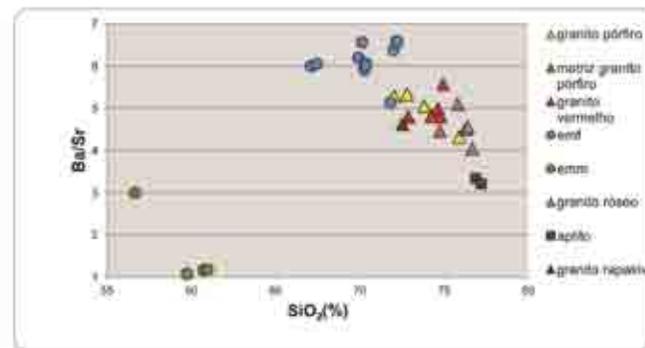
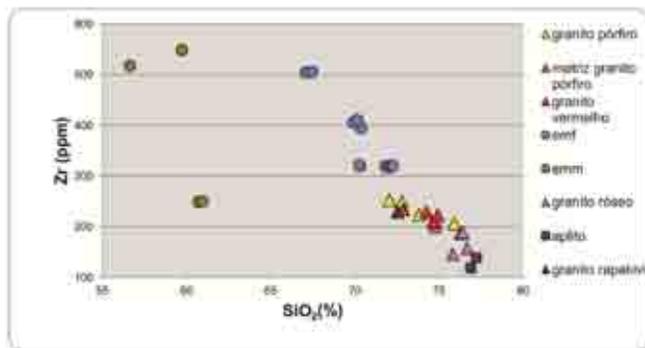


Figura 44 - Diagramas de variação utilizando o teor de SiO₂ como parâmetro.

SEM OS EMM

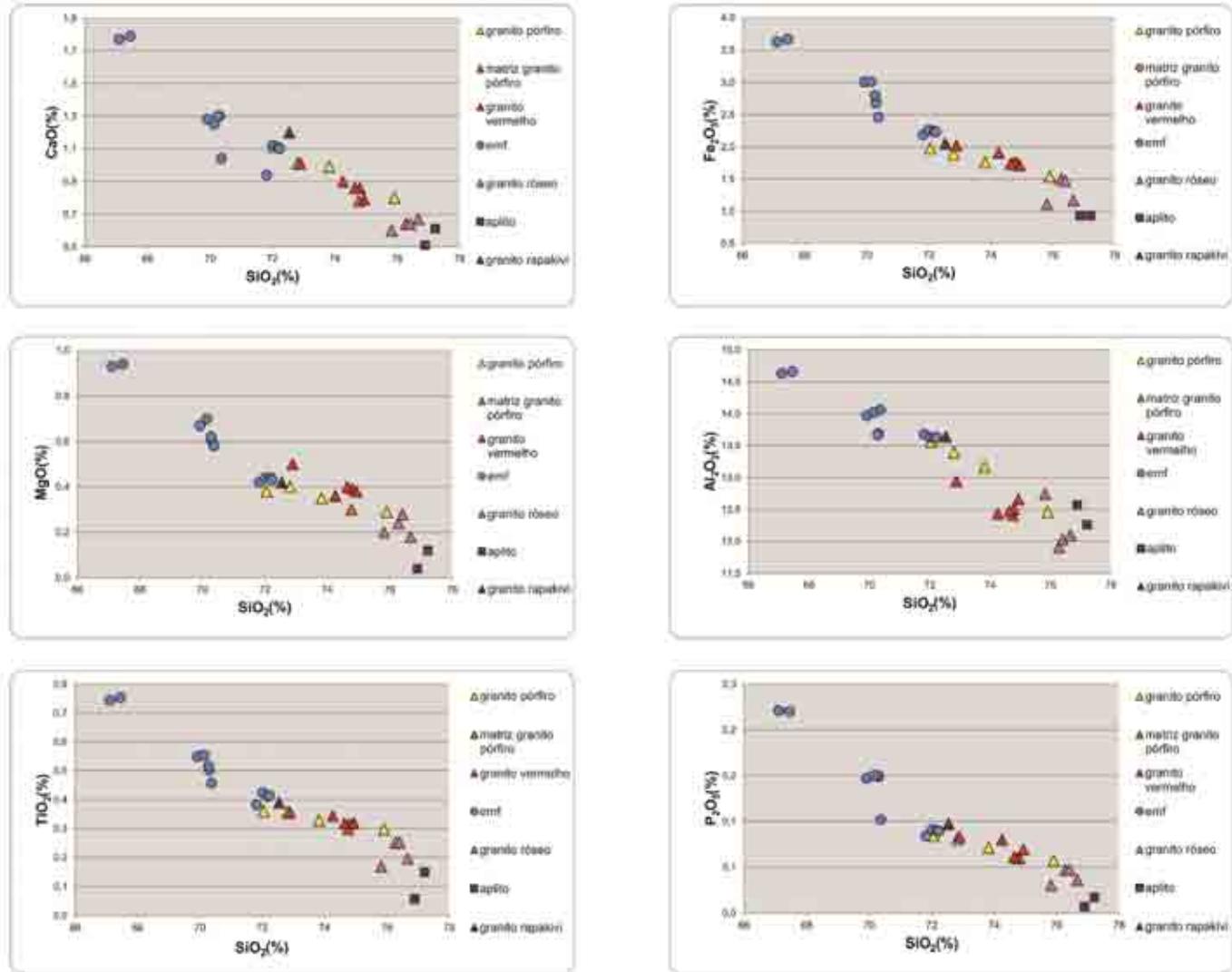


Figura 45 - Diagramas de variação sem os enclaves máficos, utilizando o teor de SiO₂ como parâmetro.

SEM OS EMM

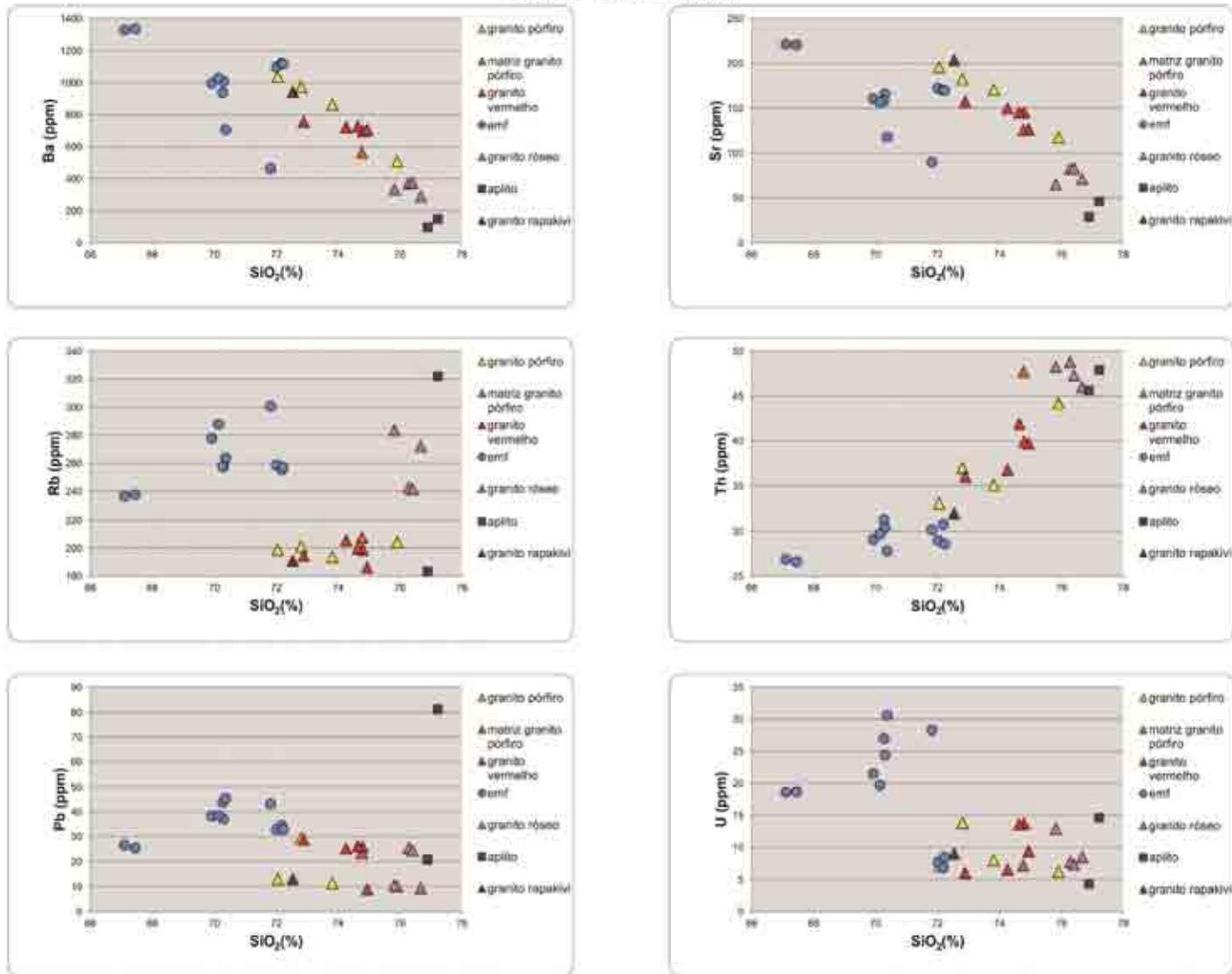


Figura 46 - Diagramas de variação sem os enclaves máficos, utilizando o teor de SiO₂ como parâmetro.

SEM OS EMM

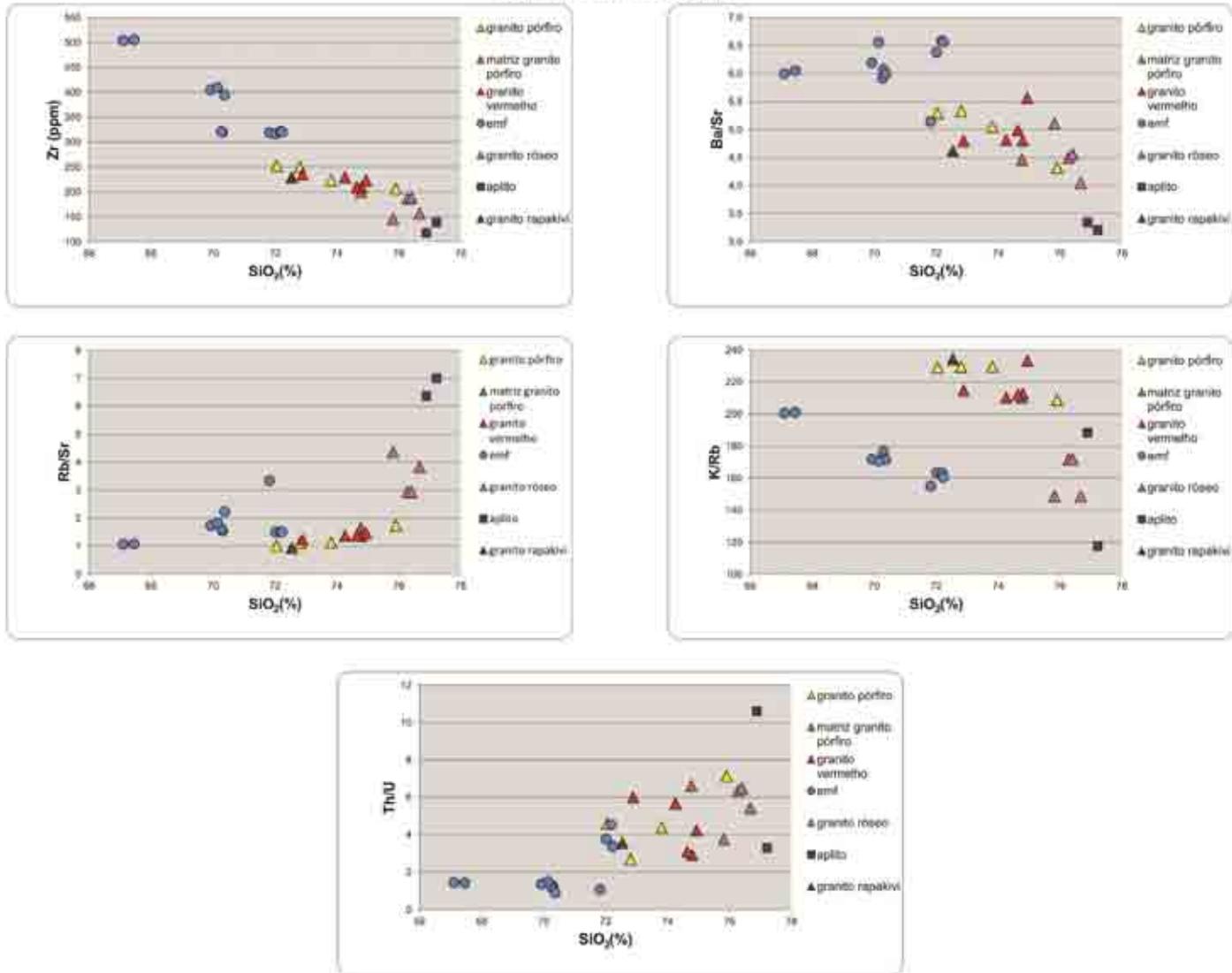


Figura 47 - Diagramas de variação sem os enclaves máficos, utilizando o teor de SiO₂ como parâmetro.

6.2. ELEMENTOS TERRAS RARAS E OUTROS ELEMENTOS TRAÇO

Foi realizada a análise química de nove amostras de diferentes litotipos do Granito Salto pelo método de ICP-MS, sendo quatro dos enclaves microgranulares félsicos, uma de enclave microgranular máfico, uma do granito pórfiro, uma do granito rapakivi e duas do granito vermelho. Os dados geoquímicos obtidos para elementos terras raras (ETR) e outros elementos traço, como Th, U, Zr e Y são apresentados na tabela x, os quais foram obtidos pelo método de FRX.

Com relação ao U, a amostra de enclave máfico apresenta concentração anômala com relação as outras amostras, notavelmente elevada (~100 ppm); três enclaves félsicos também concentram quantidades elevadas de U (~20 – 30 ppm), enquanto outro enclave félsico e granitos hospedeiros apresentam teores menores que 5 ppm. Os teores de Th para granitos e enclaves félsicos se concentram no intervalo entre 23 e 28 ppm, entretanto teores acima de 30 ppm ocorrem para dois granitos: pórfiro e vermelho; o enclave máfico por sua vez, apresenta teores de Th por volta de 25 ppm. Os valores de Hf se encontram por volta de ~5-6 ppm para os granitos, enquanto nos enclaves os teores são um pouco mais elevados, cerca de ~8-9 para os enclaves félsicos e 12 ppm para o enclave máfico. Similarmente ao elemento Hf, para o Pb, os granitos apresentam valores muito próximos, entre 22 e 24 ppm, enquanto coincidentemente, o enclave máfico possui a mesma concentração de Pb, 12 ppm. Os enclaves félsicos possuem concentrações de Pb variando de 31 a 34 ppm, com um exemplar atingindo teores com 41 ppm.

Os padrões de distribuições dos ETR normalizados pelo condrito de Boynton (1984) são apresentados na Figura 48.

Os padrões de fracionamento observados são muito similares entre os diferentes litotipos do Granito Salto, com exceção do enclave máfico e da amostra de enclave félsico mais diferenciada. Os padrões apresentam fracionamento moderado, com razões $(La/Yb)_N$ entre 14 e 18. O fracionamento é mais acentuado entre La e Sm (elementos terras raras leves e médios), e mais suave entre Dy e Lu (elementos terras raras médios e pesados). Para caráter comparativo do fracionamento dos ETR leves com relação aos ETR médios, utilizando-se a razão $(La/Sm)_N$, obtém-se valores entre 6,1 e 6,4 para granitos e dois enclaves félsicos, enquanto os outros dois enclaves félsicos têm razões entre 5,4 e 5,7, e o enclave máfico apresenta o menor fracionamento, com razão $(La/Sm)_N$ de 2,7. A caracterização do fracionamento dos ETR médios com relação aos pesados pode ser medida pela

razão (Ga/Yb)_N. Os valores são relativamente homogêneos variando entre 1,1 para o enclave máfico e 1,6 para um enclave félsico, refletindo que os padrões se dispõem quase que de maneira horizontal nesse intervalo. Deve-se notar que o enclave félsico de comportamento diferenciado para os diferentes elementos traço e ETR é sempre o enclave mais diferenciado do conjunto.

Desta maneira, o enclave félsico mais diferenciado apresenta anomalia negativa de Eu claramente mais pronunciada (razão Eu/Eu* = 0,29), enquanto o enclave máfico tem valor também bastante baixo, mas maior (Eu/Eu* = 0,37). Nas Os granitos apresentam anomalias um pouco menos negativas (Eu/Eu* entre 0,45 e 0,54) e semelhantes aos demais enclaves microgranulares félsicos (Eu/Eu* entre 0,47 e 0,53).

	IGN 21	2008/ITU-2.1C	ITU-06-11A	ITU-06-03A	ITU-06-13C	2008/ITU-2.1D	IGN 2.2.4	ITU-09-24	IGN 22A
(ppm)	GP	EMM	EMF	EMF	EMF	EMF	GV	GV	GR
Rb	171	200	254	248	246	281	190	177	184
Sr	179	132	148	168	172	85,4	145	142	206
Y	30,5	68,2	31,1	34,3	32,2	27,5	30,3	30,5	30,7
Zr	208	461	382	306	299	302	206	212	196
Nb	30,6	75,3	33,9	35,1	33,9	34,0	31,8	36,5	30,7
Cs	3,81	7,26	4,95	3,42	2,50	3,07	1,89	3,77	2,59
Ba	1185	168	1121	1158	1312	497	781	802	1128
La	71,8	48,3	72,1	67,8	83,8	70,9	76,2	78,2	73,5
Ce	139	115	140	128	151	127	136	150	128
Pr	14,5	13,5	14,7	13,8	16,0	13,4	14,3	15,5	13,7
Nd	47,4	52,9	49,8	46,9	52,6	44,9	47,0	49,7	45,9
Sm	7,42	11,1	7,94	7,88	8,18	7,06	7,51	7,66	7,39
Eu	1,16	1,29	1,10	1,23	1,27	0,61	1,08	1,01	1,25
Gd	5,46	10,2	6,04	5,93	5,84	5,23	5,37	5,50	5,39
Tb	0,88	1,57	0,94	0,97	0,94	0,83	0,89	0,90	0,88
Dy	4,66	9,07	5,01	5,24	5,03	4,44	4,80	4,72	4,74
Ho	0,97	2,18	1,04	1,11	1,05	0,93	1,02	1,00	1,00
Er	2,81	6,60	2,97	3,14	2,99	2,70	2,95	2,92	2,84
Tm	0,44	1,09	0,46	0,49	0,47	0,42	0,47	0,47	0,44
Yb	3,01	7,35	3,13	3,36	3,21	3,00	3,26	3,33	3,08
Lu	0,44	1,23	0,47	0,50	0,48	0,47	0,49	0,50	0,46
Hf	6,13	11,9	9,81	8,47	8,22	8,50	6,04	6,56	5,57
Pb	21,6	11,9	30,7	33,9	31,4	40,9	24,0	22,1	21,7
Th	33,0	24,6	23,4	25,3	28,1	28,8	38,9	39,7	28,4
U	3,15	103	19,8	27,7	5,09	32,1	4,15	4,77	3,47

Tabela 12 – Análises químicas por ICP-MS. GP = granito pórfiro; EMM = enclave microgranular máfico; EMF = enclave microgranular félsico; GV = granito vermelho; GR = granito rapakivi.

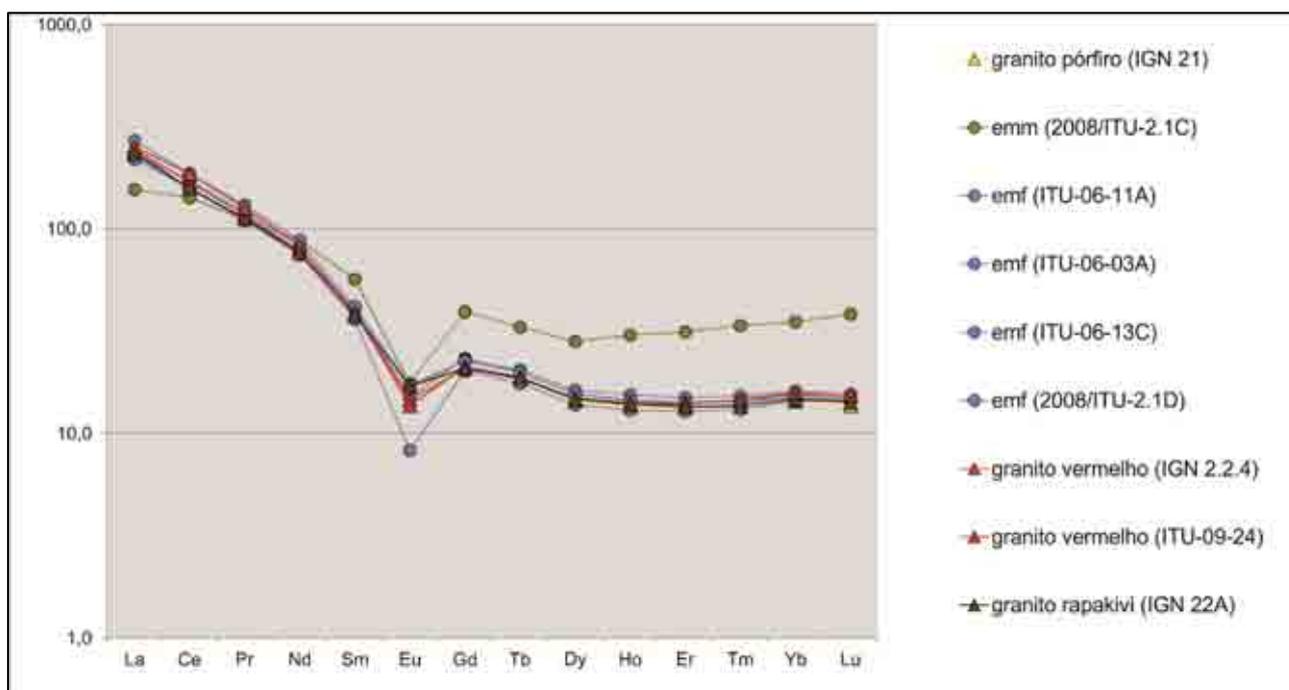


Figura 48 – Padrão de fracionamento dos elementos terras raras, normalizados segundo Boynton (1984); dados em escala logarítmica.

6.3. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Foram realizadas análises de cinco amostras do Plúton Salto, duas de enclaves microgranulares félsicos, uma de enclave microgranular máfico, uma de granito rapakivi, e outra de granito vermelho, as quais foram previamente analisadas para elementos traço pelo método ICP-MS em rocha total. Os dados de isotopia obtidos para os sistemas Rb-Sr e Sm-Nd, recalculados para a idade de 585 Ma, estimada para o Plúton Salto por Töpfner (1996), são apresentados em tabelas a seguir:

Amostra	Litotipo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2Σ	εNd ₅₈₅	εNd _T	Rb (ppm)	(Sr ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2Σ	Sr(t)	T(Ma)
ITU-06-11A	emf	7,94	49,8	0,097	0,511747	0,000009	-17,4	-10,0	289	157	5,31	0,750591	0,000061	0,70670	585
2008-2.1D	emf	7,08	44,9	0,096	0,511726	0,000012	-17,8	-10,3	301	90	9,58	0,749559	0,000067	0,70954	585
IGN-2.2.4	g. vermelho	7,51	47,0	0,097	0,511730	0,000006	-17,7	-10,3	199	145	3,97	0,738120	0,000059	0,70628	585
IGN-22A	g. rapakivi	7,39	45,9	0,096	0,511727	0,000011	-17,8	-10,5	191	204	2,71	0,728202	0,000012	0,70580	585
2008-2.1C	emm	11,1	52,9	0,127	0,511831	0,000011	-15,7	-10,6	227	141	4,66	0,745879	0,000043	0,70736	585

Tabela 13 – Dados de isotopia geoquímica do Plúton Salto.

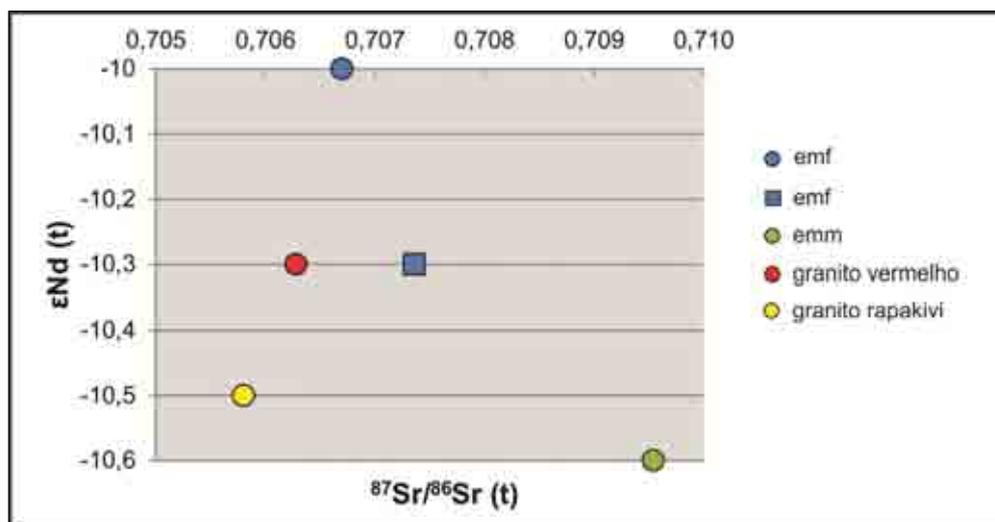


Figura 49 – Gráfico ϵNd versus razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ recalculados para a idade de 585 Ma.

A Figura 49 mostra a co-variação entre as razões iniciais de Sr e Nd para as amostras do Granito Salto.

Os resultados mostram-se bastante homogêneos, e no caso dos valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$, a variação total (0,6 unidades) está praticamente dentro do erro analítico, normalmente estimado em 0,5 unidades. Aparentemente, os enclaves microgranulares félsicos são um pouco menos negativos (-10,0 a -10,3) se comparados aos granitos (-10,3 a -10,5), enquanto. O enclave microgranular máfico mostra o menor valor de $\text{Nd}(t)$ (-10,6).

As razões iniciais de Sr são também pouco variadas, destacando-se o valor mais alto do enclave máfico (0,7095). Os granitos mostram valores um pouco mais baixos (0,7058-0,7063) que os enclaves microgranulares félsicos (0,7067 – 0,7074).

Para critérios de comparação é apresentado abaixo um diagrama comparando as razões de Nd e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais de granitos da região sudeste do estado de São Paulo, os quais apresentam idades similares ao Plúton Salto, além do ambiente tectônico de formação das rochas, exceto o caso de Nazaré Paulista, que não pertence à Província Itu.

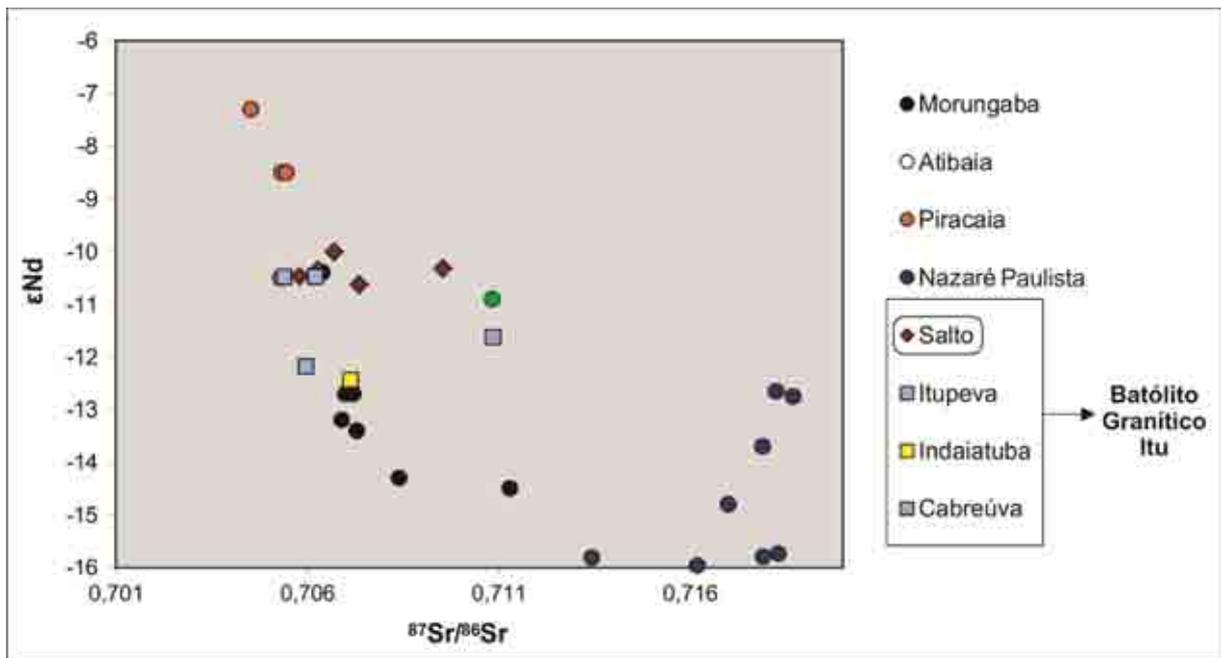


Figura 50 - Gráfico apresentando dados de ϵNd e razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial para granitos do sudeste do estado de São Paulo. Dados inéditos para os demais plútons do batólito Itu (Itupeva, Indaiatuba e Cabreúva). Os outros dados foram extraídos de Janasi *et al.* (2009).

O conjunto de amostras do batólito Itu apresenta certa homogeneidade quanto aos valores de ϵNd , entre -10 e -12, sendo que o plúton Salto se concentra próximo aos valores menos negativos. Com relação às razões de $^{87}Sr/^{86}Sr$, as amostras são mais dispersas, havendo sobreposição de alguns representantes de Salto e Itupeva. Nitidamente, o Granito Piracaia possui os valores menos negativos, enquanto o Granito Morungaba, os mais negativos.

7. QUÍMICA MINERAL

7.1. BIOTITAS

Os dados analíticos para as biotitas e suas respectivas fórmulas estruturais aqui apresentados (Tabela 14) foram extraídos da tese de doutoramento de Galembeck (1997).

Fácies Petrográficas	(SA 1)		(SA 2)		(SA 3)									(SA 4)						(SA 5)		
Nº Ponto	T-22		T-2		T-12									T-175						T-47		
Nº Amostrá	62		8		P5		P3					145/2		175/1						A7		
Nº Cristal	b1	b2	b1	b2	b1	b2	b1	b2	b3	b4	b5	b6	b1	b2	b1	b2	b3	b4	b5	b6	b2	b3
Nº análises/cristal	2	3	3	5	6	4	2	2	2	2	2	3	1	1	3	2	3	4	3	5	5	1
SiO ₂	38,34	37,28	37,42	37,21	37,68	37,8	36,86	36,86	37,25	37,18	36,86	36,16	36,86	37,53	37,29	37,56	37,28	37,26	37,33	36,36	37,7	36,88
TiO ₂	3,53	3,69	3,44	3,52	3,89	3,83	3,12	2,7	3,18	3	3,42	3,11	3,29	2,91	3,41	2,96	3,08	3,07	3,76	3,36	3,36	3,1
Al ₂ O ₃	11,82	12,23	12,33	12,27	12,27	12,82	12,02	12,4	12,28	11,9	12,17	12,3	12,19	12,51	12,79	13,19	13,19	12,93	12,67	12,56	12,38	12,96
Fe ₂ O ₃ **	0,27	0,2	0,2	0,18	0,34	0,34	0,32	0,33	0,37	0,39	0,17	0,36	0,09	0,27	0,36	0,36	0,36	0,36	0,39	0,33	0,51	0,47
FeO	21,31	22,04	22,77	23,36	23,85	22,77	20,63	20,38	20,38	20,11	20,67	20,79	20,34	19,61	22,72	21,81	21,87	22,65	21,99	22,33	20,57	22,17
MnO	0,6	0,62	0,6	0,65	0,68	0,55	0,58	0,57	0,57	0,6	0,6	0,48	0,59	0,56	0,55	0,66	0,63	0,64	0,57	0,58	0,69	0,65
MgO	10,61	8,81	10,15	9,69	8,41	9,38	10,68	10,63	10,52	10,3	10,3	10,1	10,28	11,38	9,61	9,84	8,52	8,65	9,39	8,68	9,57	9,04
CaO	0,04	0,05	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,06	0	0	0	0,01	0	0,01	0,04	0,02	0,01
Na ₂ O	0,06	0,08	0,12	0,1	0,08	0,07	0,07	0,03	0,08	0,07	0,08	0,08	0,03	0,02	0,04	0,04	0,02	0,04	0,05	0,02	0,1	0,14
K ₂ O	9,38	9,33	9,36	9,29	9,58	9,41	9,39	9,59	9,07	9,34	9,38	9,33	9,23	9,76	9,68	9,72	9,54	9,68	9,51	9,2	9,51	9,3
F	0,7	0,54	0,52	0,47	0,9	0,88	0,84	0,85	0,96	0,9	0,42	0,95	0,22	0,71	0,94	0,98	0,93	0,93	1,02	0,88	1,33	1,22
H ₂ O	3,54	3,58	3,82	3,63	3,46	3,48	3,36	3,36	3,34	3,35	3,58	3,27	3,67	3,51	3,4	3,39	3,38	3,38	3,34	3,36	3,15	3,18
OHF	6,34	6,27	6,25	6,23	6,43	6,42	6,42	6,43	6,48	6,45	6,21	6,48	6,11	6,35	6,46	6,48	6,45	6,46	6,5	6,44	6,65	6,6
Total	100,2	99,43	100,55	100,38	102,09	101,13	98,12	97,3	98,03	97,63	97,45	96,93	96,79	99,09	100,77	100,53	99,77	100,58	100,05	98,72	98,89	99,13
Si ^{IV}	5,88	5,79	5,78	5,76	5,78	5,78	5,8	5,8	5,84	5,86	5,79	5,77	5,83	5,81	5,75	5,78	5,78	5,75	5,77	5,72	5,88	5,77
Al ^{IV}	2,12	2,19	2,23	2,23	2,21	2,23	2,2	2,2	2,17	2,14	2,21	2,23	2,17	2,19	2,25	2,22	2,22	2,24	2,23	2,27	2,12	2,23
Fe ²⁺	-	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-
Ti ⁴⁺	-	0,01	-	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-
Al ^{VI}	0,02	0,04	0,01	0,01	0	0,08	0,03	0,11	0,11	0,07	0,06	0,08	0,1	0,09	0,07	0,17	0,18	0,11	0,09	0,08	0,15	0,17
Ti ^{VI}	0,4	0,42	0,4	0,4	0,44	0,44	0,37	0,32	0,38	0,36	0,41	0,37	0,39	0,34	0,4	0,38	0,36	0,36	0,44	0,39	0,39	0,36
Fe ³⁺	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,02	0,04	0,01	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03	0,06	0,06
Fe ³⁺	2,74	2,86	2,93	3,02	3,05	2,92	2,78	2,7	2,67	2,69	2,78	2,77	2,69	2,58	2,93	2,8	2,83	2,93	2,84	2,84	2,88	2,9
Mn ²⁺	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,09	0,08	0,08	0,07	0,08	0,09	0,09
Mg	2,42	2,27	2,33	2,23	2,14	2,14	2,51	2,61	2,48	2,54	2,43	2,4	2,43	2,63	2,21	2,26	2,2	2,22	2,16	2,27	2,22	2,11
Ca	0,01	0,01	-	-	-	-	-	0,01	0,01	-	0,01	-	0,01	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-

óxidos e elementos: (% peso), normalização: 220, ** calculado

Tabela 14 – Dados de química mineral de biotitas. Extraídos de Galembek (1997).

O conjunto de biotitas analisadas são ricas em Mg e Fe, pertencentes à série eastonita-siderofilita de acordo com as classificações propostas por Foster (1960) e Deer *et al.* (1966) – Figuras 51 e 52. No diagrama $Al^{IV} \times Fe_t / (Fe_t + Mg)$, parece haver uma tendência das amostras se tornarem mais aluminosas conforme ficam mais ricas em ferro.

Com relação à composição, as biotitas do Granito Salto aproximam-se do campo das micas de granitos rapakivi (Figura 53 – Foster, 1960), e posiciona-se dentro do campo das biotitas ricas em ferro (abaixo da linha Mg:Fe=1:1).

No diagrama Mg x Al_{total} (Nachit *et al.*, 1985), as biotitas do Granito Salto distribuem-se nos campos de rochas sub-alcálicas e alcálicas, contradizendo o caráter cálcio-alcálico do granito em questão (Figura 54).

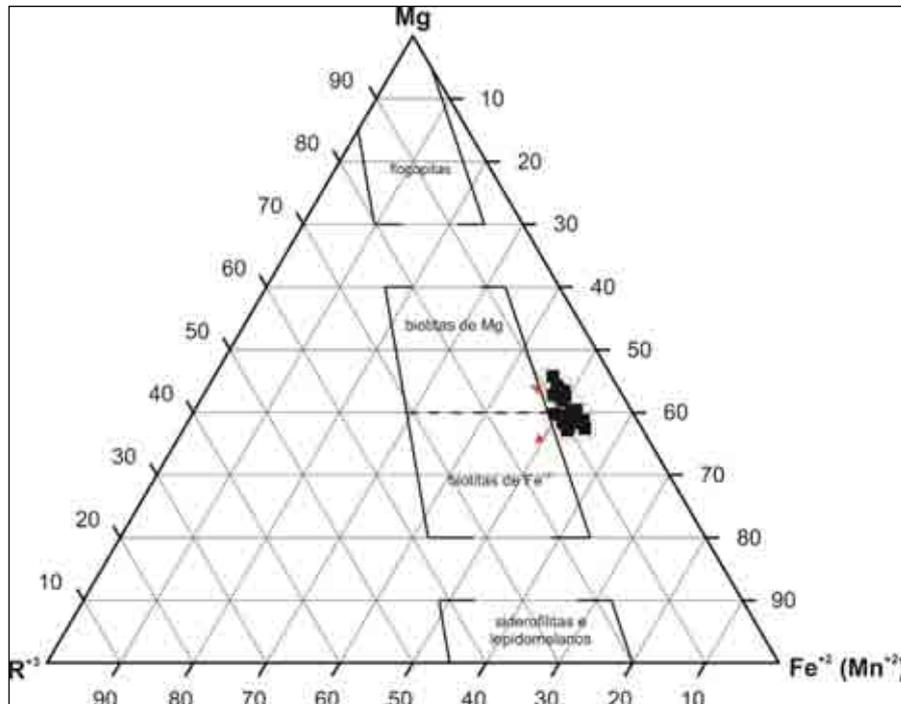


Figura 51 – Diagrama de classificação química de biotitas segundo Foster (1960).

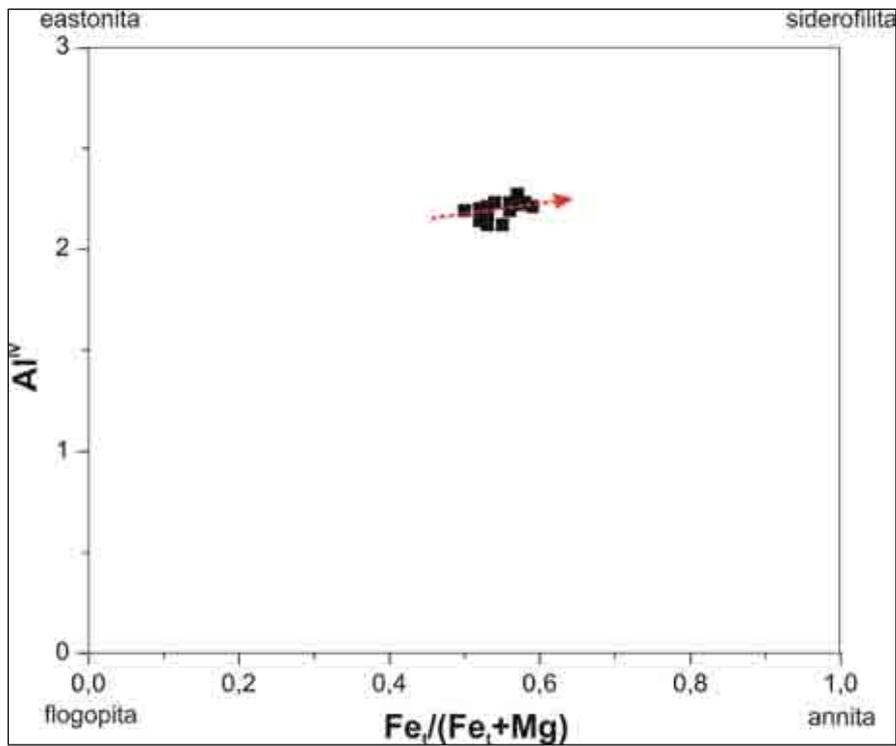


Figura 52 – Diagrama de classificação química de biotitas segundo Deer *et al.* (1966).

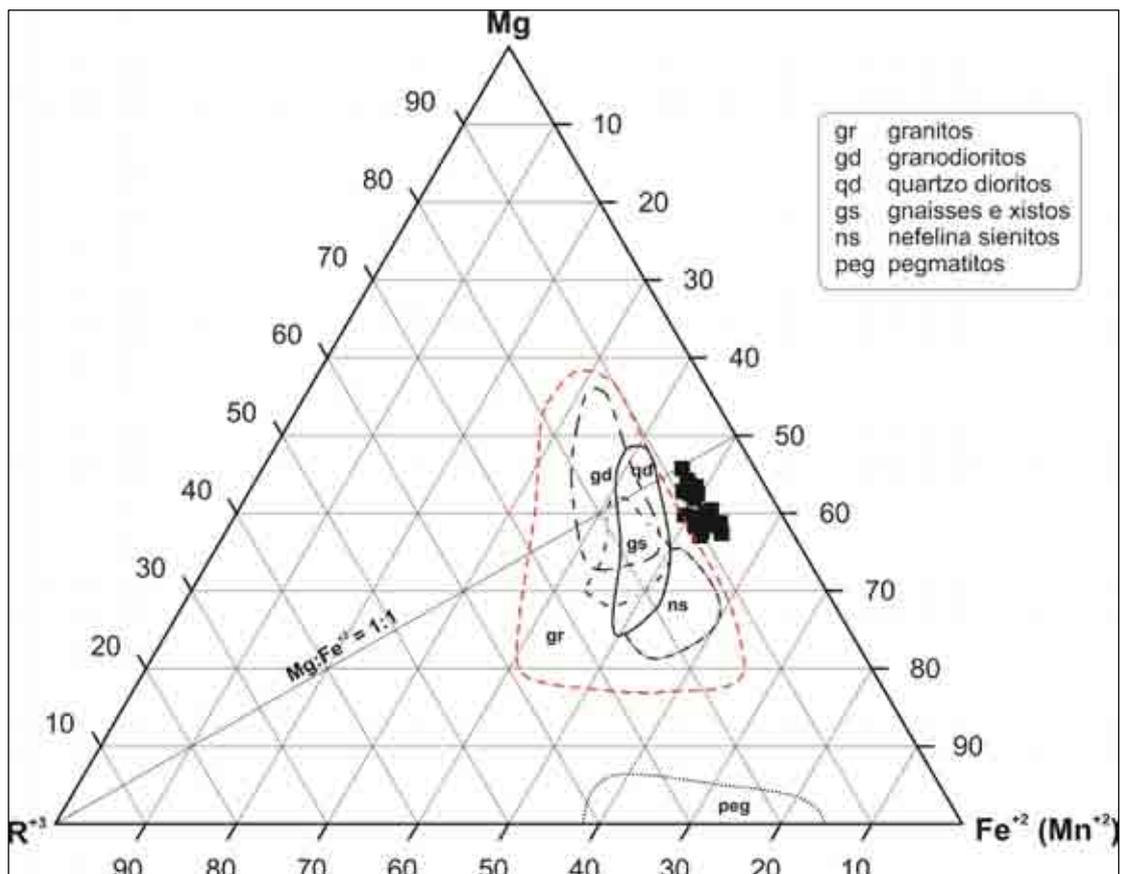


Figura 53 – Diagrama adaptado de Foster (1960) mostrando a relação entre a composição química e a ocorrência geológica de biotitas.

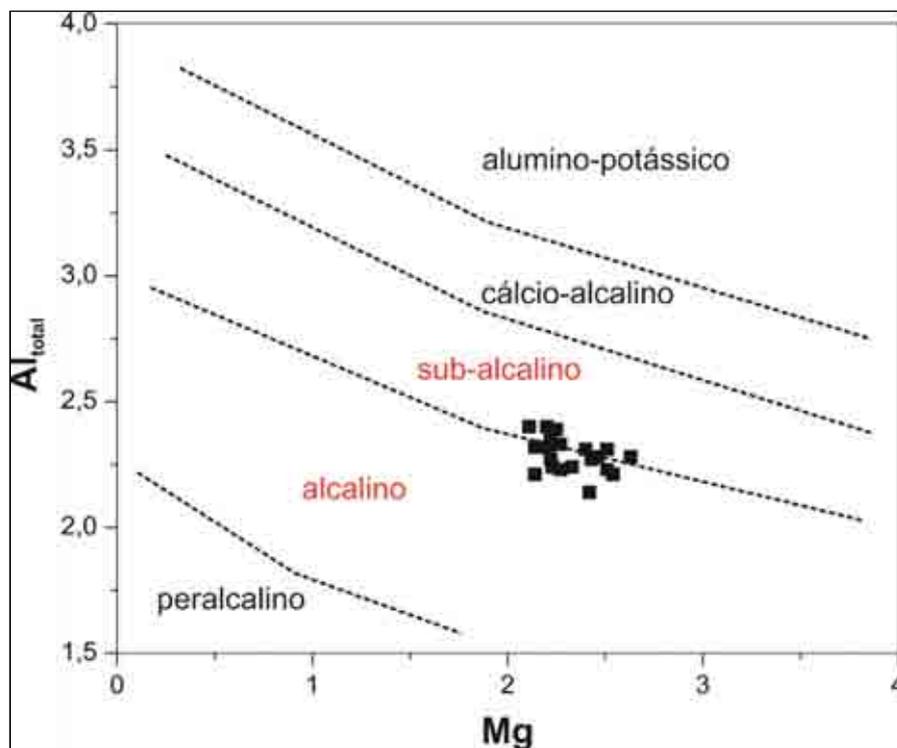


Figura 54 – Diagrama Mg vs. Al_{total} com discriminação dos tipos de ambientes ígneos. Nachit *et al.* 1985.

7.2. ANFIBÓLIOS

Os dados analíticos para os anfibólios e suas respectivas fórmulas estruturais aqui apresentados (Tabela 15) foram extraídos da tese de doutoramento de Galembeck (1997).

Fácies Petrográficas	(SA-3)					
Nº Ponto	T-12					
Nº Amostra	P3					
Nº Cristal	A1/1	A1/2	A1/3	A1/4	A2	A3
Nº análises/cristal	2	1	1	1	10	6
SiO ₂	44,91	45,66	44,52	45,91	45,06	45,25
TiO ₂	1,58	1,26	1,51	1,00	1,16	1,22
Al ₂ O ₃	6,78	6,48	7,23	5,87	6,58	6,84
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00
FeO	17,23	16,82	16,99	17,98	18,10	17,66
MnO	0,70	0,70	0,56	0,66	0,82	0,74
MgO	10,46	10,81	11,13	10,40	10,00	10,33
CaO	10,83	10,97	10,91	10,82	10,95	10,95
Na ₂ O	1,82	1,57	1,79	1,66	1,65	1,71
K ₂ O	0,96	0,86	1,02	0,89	0,93	0,95
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,65	0,65	0,61	0,39	0,72	0,39
H ₂ O	1,61	1,63	1,65	1,75	1,57	1,75
O=Cl,F	0,28	0,27	0,26	0,16	0,30	0,17
Soma	9,29	97,14	97,69	97,37	97,27	97,64
Si	6,94	7,03	6,82	7,09	6,98	6,97
Al ^{IV}	1,06	0,97	1,18	0,91	1,02	1,03
Fe ₂₊	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,18	0,21	0,13	0,16	0,19	0,21
Fe ³⁺	0,16	0,17	0,27	0,21	0,18	0,18
Ti	0,18	0,14	0,17	0,12	0,14	0,14
Mg	2,41	2,48	2,54	2,39	2,31	2,37
Fe ²⁺	2,01	1,95	1,85	2,07	2,13	2,05
Mn	0,05	0,05	0,04	0,06	0,05	0,05
Soma M1,2,3	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Fe ²⁺	0,05	0,04	0,06	0,04	0,03	0,04
Mn	0,05	0,05	0,04	0,06	0,05	0,05
Ca	1,79	1,81	1,79	1,79	1,82	1,81
Na	0,11	0,10	0,11	0,11	0,10	0,10
Soma M4	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,44	0,37	0,42	0,39	0,40	0,41
K	0,19	0,17	0,20	0,17	0,18	0,19
Soma A	0,63	0,54	0,62	0,56	0,58	0,59
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,32	0,31	0,30	0,19	0,35	0,19
Soma Catiônica	15,63	15,54	15,62	15,56	15,58	15,59

óxidos e elementos: (% peso), normalização: 23O

Tabela 15 – Dados de química mineral de anfibólios. Extraídos de Galembeck (1997).

Os anfibólios do Granito Salto pertencem ao grupo dos anfibólios cálcicos (Leake *et al.* 1997), com todas as amostras se concentrando no campo da edenita (Figura 55).

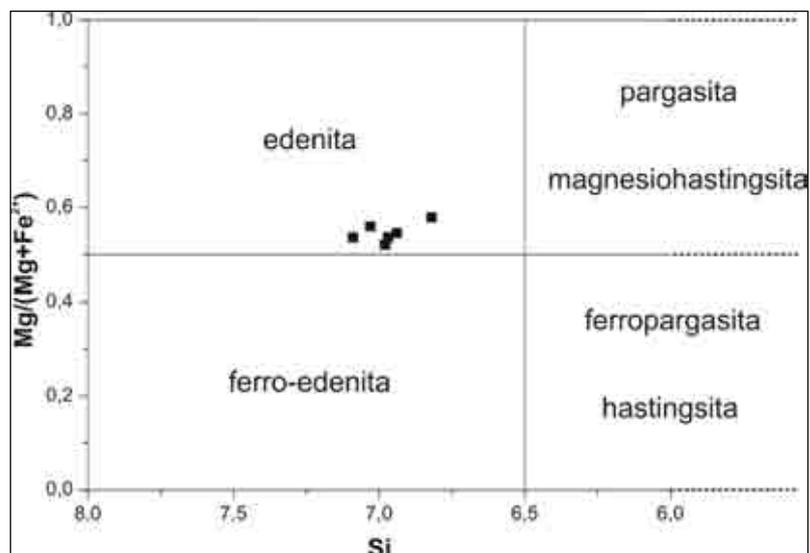


Figura 55 – Diagrama de classificação de anfíbólios cálcicos segundo Leake *et al.* (1997). Parâmetros: Ca_B 1,50; $(Na + K_A)$ 0,50; $Ti < 0,50$.

As pressões de cristalização estimadas para estas rochas são algo em torno de 3kbar, com um dado apresentando geobarometria em torno de 2kbar (Figura 56). Altas razões $Mg/(Mg+Fe)$, tanto em rocha total quanto em minerais ferromagnesianos, são indicativas de cristalização a fO_2 elevadas (Frost, 1991; Anderson & Smith 1995 – Figura 57), geralmente compatíveis com as condições de formação de granitos da série magnetita. Essas razões sugerem que essas rochas se cristalizaram sob condições de fO_2 relativamente oxidantes. Essa hipótese é reforçada pelos dados petrográficos que mostram a ocorrência expressiva de titanita e magnetita magmáticas, considerados minerais indicadores de ambientes oxidantes. Outra evidência, neste sentido, é o fato da composição da biotita ser enriquecida em ferro.

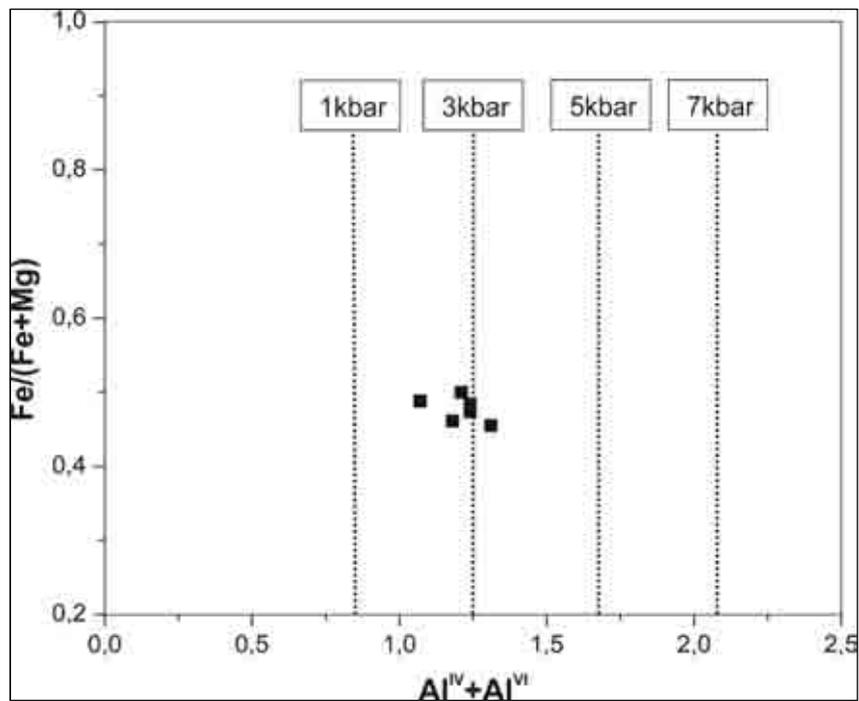


Figura 56 – Diagrama com possíveis pressões de cristalização dos anfibólios do Plúton Salto. Baseado em Anderson & Smith, 1995.

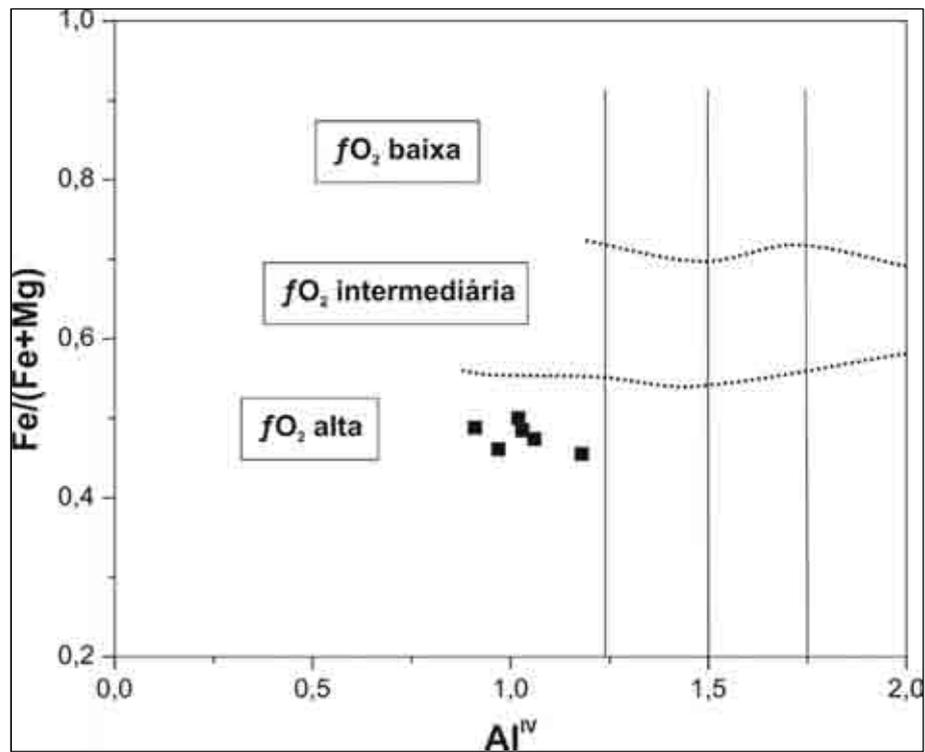


Figura 57 – Diagrama mostrando a provável relação das composições dos anfibólios com a fugacidade de oxigênio reinante durante a cristalização. Modificado de Anderson & Smith, 1995.

8. DISCUSSÕES

O Granito Salto caracteriza-se como um plúton composicionalmente variado, constituído por diferentes fácies graníticas. No mapa fáciesológico apresentado neste trabalho, a distribuição destas fácies dá-se de maneira zonada, com um corpo de *granito pórfiro* ocupando parte da região central do plúton. A fácies *granito rapakivi* predomina, distribuindo-se ao redor desse corpo central, caracterizando-a como a unidade principal do granito. As relações entre as fácies granito rapakivi e *granito rapakivi vermelho* sugerem que, em geral, elas se distinguem apenas pela cor, uma vez que petrograficamente são similares, e pelas análises químicas não foi possível diferenciá-las de modo mais claro; ambas apresentam a textura rapakivi e as composições dos feldspatos (variação de oligoclásio a andesina) são muito próximas. Possivelmente a coloração característica da fácies granito vermelho se deve a reações hidrotermais tardias, sugeridas também pela ocorrência comum de processos de epidotização e caulinitização nesta fácies.

A fácies *granito inequigranular róseo* localiza-se na porção oeste do plúton, sendo truncada em sua região central pelo corpo principal de granito pórfiro. Esta unidade tem características que indicam uma cristalização em condições de pressão baixa (~1 kbar), como a presença de cavidades mirolíticas associadas a porções de material pegmatóide. A petrografia e química indicam que ela corresponde às rochas graníticas mais diferenciadas do plúton (por exemplo, menores teores de Mg, Ti, P e Ca e maior teor de sílica). Deste modo, esta unidade parece marcar os níveis mais rasos da câmara magmática, possivelmente o seu topo. Similarmente, em afloramentos da fácies granito rapakivi, localizados na porção noroeste do plúton, foram observadas também feições sugestivas de topo de câmara magmática, como diques aplíticos e zonas pegmatíticas.

Enclaves microgranulares félsicos de formato tipicamente elipsoidal e dimensões variáveis desde centimétricas até ~2-3 metros são muito abundantes nas fácies granito rapakivi e sua variante, o granito rapakivi vermelho, pouco abundantes no granito inequigranular róseo, e principalmente, ausentes no granito pórfiro. Os enclaves microgranulares félsicos se assemelham petrograficamente à matriz do granito pórfiro, principalmente em porções onde esta matriz é mais homogênea e tem poucos xenocristais. Estas relações, e o fato de que as mais expressivas ocorrências de enclaves microgranulares félsicos ocorrem nas proximidades do corpo principal de granito pórfiro, sugerem que os enclaves félsicos corresponderiam

a porções isoladas do mesmo magma que formou a matriz do granito pórfiro. Uma observação importante, no entanto, é que os enclaves microgranulares félsicos são, em sua grande maioria, um pouco mais primitivos que os granitos encaixantes. Uma única amostra de matriz de granito pórfiro separada para análise mostrou-se mais félsica, de modo que a correlação entre esta matriz e o magma formador dos enclaves félsicos demanda investigações mais aprofundadas.

O conjunto de enclaves félsicos demonstrou ser homogêneo com relação ao conteúdo mineralógico; entretanto, a geoquímica sugere que existam pelo menos dois tipos diferenciáveis de enclaves micrograníticos.

O modelo imaginado para a formação dos enclaves microgranulares félsicos considera que eles são produto da invasão da câmara magmática por novos pulsos de magma ligeiramente mais primitivo e mais quente que o magma residente. O magma hospedeiro já deveria se encontrar em estágios avançados de cristalização, o que é evidenciado pela presença de xenocristais e mesmo pequenos xenólitos do granito capturados pelo enclave; além disto, a presença de contatos abruptos entre enclaves e granito sugere que não houve reações em estado líquido entre eles (Alves *et al.* 2010).

A origem do magma formador dos enclaves microgranulares félsicos pode estar relacionada a processos de reaquecimento associados à chegada de um magma mais máfico a porções mais profundas da mesma câmara magmática, ou a uma câmara mais profunda. Por ter temperatura *solidus* mais elevada, o magma mais máfico pode ter causado uma refusão e/ou remobilização dos materiais mais fundíveis do *mush* granítico, e este líquido, sofrendo contaminação pelo magma máfico (como evidenciado pela presença frequente de microenclaves máficos e feições texturais compatíveis com hibridização) pode ter formado os enclaves félsicos, em um modelo análogo ao sugerido por Hawkins & Wiebe (2004) e Paterson *et al.* (2004).

Os dados isotópicos de Sr e Nd indicam uma variação muito restrita para todas as variedades de granitos e enclaves félsicos ($Nd(t) = -10,0$ a $-10,5$; $^{87}Sr/^{86}Sr(t) = 0,7058-0,7074$); os enclaves félsicos parecem ligeiramente mais primitivos em termos de $Nd(t)$, mas têm $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ mais elevado. Os enclaves microgranulares máficos, apesar de terem composição química de elementos maiores, indicativas de origem a partir de magmas primitivos ($SiO_2 = 56-60\%$, $Fe_2O_3 = 7,7-9,1\%$, $CaO = 2,7-3,7\%$, $MgO = 2,2-2,8\%$, $TiO_2 = 1,5-1,9\%$), apresentam algumas indicações de transformação metassomática associada a difusão química

(e.g., teores elevados de U). A assinatura isotópica menos primitiva que a dos granitos hospedeiros e enclaves microgranulares félsicos mostrada pela amostra analisada para isótopos de Sr e Nd ($\text{Nd}(t) = -10.6$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0,7094$) pode estar relacionada a esses processos.

De maneira ilustrativa, um modelo petrogenético esquemático é apresentado a seguir para representar os diferentes estágios de formação da câmara magmática que deu origem ao Granito Salto.

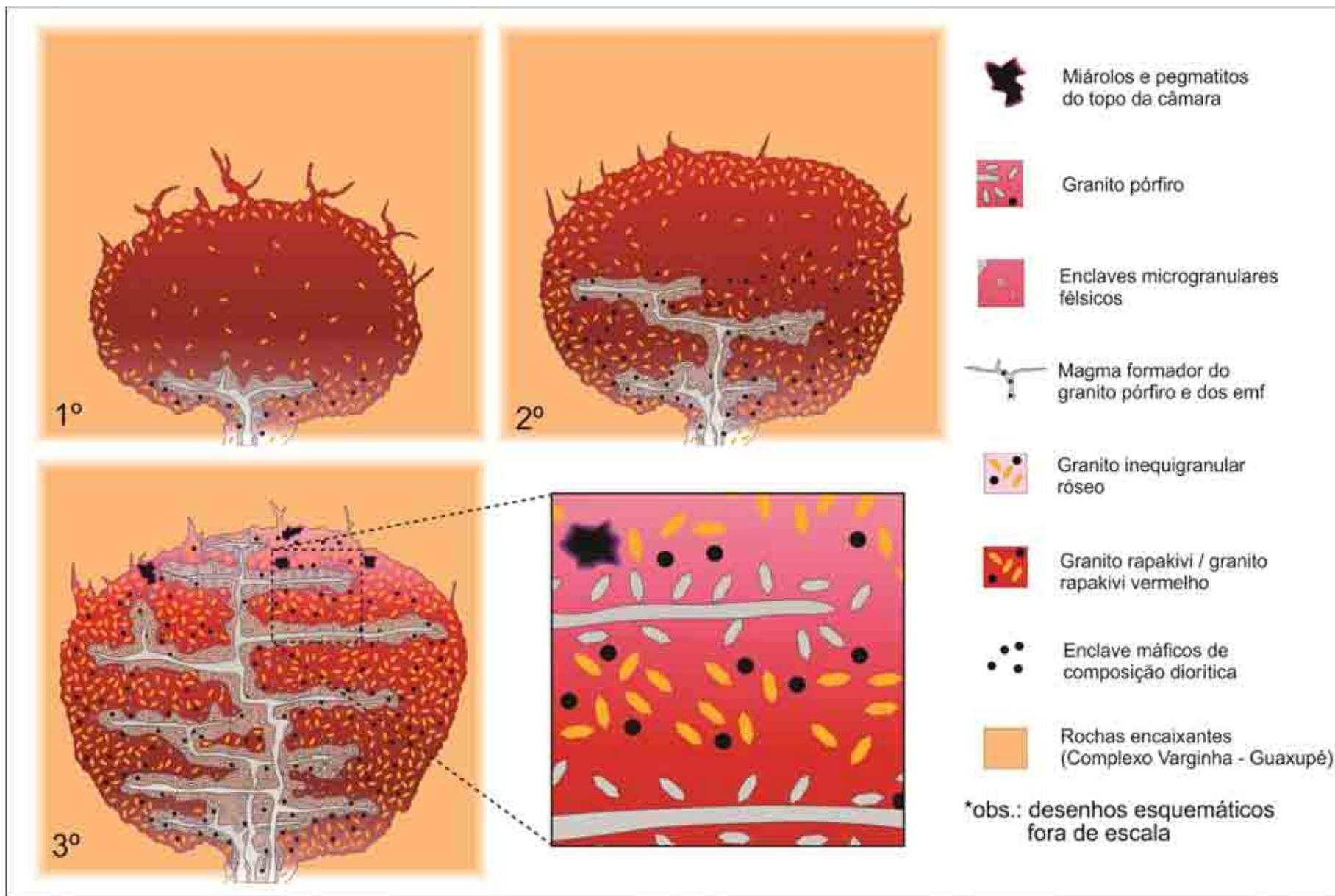


Figura 58 – Esquema de evolução da câmara magmática do Plúton Salto.

A cristalização do granito rapakivi se inicia a partir de um magma que já pode ter sofrido contaminação por um componente mais máfico, o que originaria os enclaves máficos de composição diorítica. As primeiras invasões do magma formador do granito pórfiro já devem ter ocorrido nas etapas iniciais de formação do granito rapakivi. Conforme os *fronts* de cristalização vão avançando, a cristalização do granito rapakivi prossegue, novas invasões de magma formador do granito pórfiro vão entrando na câmara. Contrastes químicos e reológicos dentro do *mush* cristalino podem fazer com que ora se forme o granito pórfiro (dispersando cristais do *mush* em matriz formada pelo magma invasor), ora se formem enclaves microgranulares félsicos individualizados de diferentes formas e tamanhos (isolando-se porções do magma invasor dentro do *mush*). Nos estágios finais, formam-se os corpos de granito inequigranular róseo com miárolos e pegmatitos próximos ao topo da câmara com corpos discordantes de granito pórfiro e enclaves microgranulares félsicos raros e esparsos. Outra possibilidade de formação do granito róseo é pela contínua migração de magmas menos “densos” e mais diferenciados em direção ao topo da câmara, independentemente da cronologia da evolução da câmara magmática.

REFERÊNCIAS

- MEIO ELETRÔNICO:

MIRANDA, E. E. de; (Coord.). **Brasil em Relevo**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 22 dez. 2012.

MAPAS geológicos estaduais: São Paulo - 1:750.000 (Projeto integrado). In: CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Geobank. [2009?]. Disponível em: <<http://geobank.sa.cprm.gov.br>>. Acesso em 01 jan. 2013.

MAPA rodoviário do estado de São Paulo. Disponível em: <<http://www.der.sp.gov.br/website/Documentos/mapas.aspx>>. Acesso em 28 dez. 2012.

- BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, A.; JANASI, V.A.; SIMONETTI, A.; HEAMAN, L. Microgranitic Enclaves as Products of Self-Mixing Events: a Study of Open-system Processes in the Mauá Granite, São Paulo, Brazil, Based on *in situ* Isotopic and Trace Elements in Plagioclase. **Journal of Petrology**, v. 50, n. 12, p. 2221-2247, 2009.

ANDERSON, J.L.; SMITH, D.R. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. **American Mineralogist**, v. 80, n. 5-6, p. 549-559.

ANNEN, C. From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. **Earth and Planetary Science Letters**, 284, p. 409-416, 2009.

ARVIN, M.; DARGAHI, S.; BABAEI, A.A. Mafic microgranular enclave swarms in the Chenar granitoid stock, NW of Kerman, Iran: evidence for magma mingling. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 24, n. 1, p. 105-113, 2004.

- BACHL, C.A.; MILLER, C.F., MILLER, J.S., FAULDS, J.E. Construction of a pluton: Evidence from an exposed cross section of the Searchlight pluton, Eldorado Mountains, Nevada. **Geological Society of America Bulletin**, v. 113, n. 9, p. 1213-1228, 2001.
- BARBARIN, B; DIDIER, J. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. **Transactions of Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences**, v. 83, n. 1-2, p. 145-153.
- BATEMAN, R. The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers. **Earth-Science Reviews**, v. 39, p. 91-106, 1995.
- BLAKE, S.; FINK, J.H. On the deformation and freezing of enclaves during magma mixing. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 95, p. 1-8, 2000.
- BOYNTON, W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (Ed.). **Rare Earth Element Geochemistry**. Elsevier, 1984. p. 63-114.
- CAMPOS NETO, M.C. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: An approach to Brasiliano-Pan-African cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Org.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000, p. 335-365.
- CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. **Pacific Geology**, v. 8, p. 173-174, 1974.

- DE PAOLO, D.J. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calcalkaline granitic batholith of the Sierra Nevada and the Peninsular range, California. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, p. 10470-10488.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. **An introduction to rock-forming minerals**. 2ª ed. Londres: Longmans, 1992. 696 p.
- DIDIER, J. Granites and their enclaves. In: **Developments in Petrology**. v. 3. Amsterdã: Elsevier, 1973.
- ELBURG, M.A. Evidence of isotopic equilibration between microgranitoid enclaves and host granodiorite, Warburton Granodiorit, Lachlan Fold Belt, Australia. **Lithos**, v. 38, p. 1-22, 1996.
- FILIPOV, M.; JANASI, V.A. The Mauá Granitic Massif, Central Ribeira Belt, São Paulo: petrography, geochemistry and U-Pb dating. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 341-348, 2001.
- FOSTER, M.D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. **Unites States Geological Survey: Professional Paper**, v. 354, p. 1-49, 1960.
- FROST, R.B. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: LINDSLEY, D.H. (Ed.). **Oxide minerals: petrologic and magnetic significance**. p. 1-9, 1991.
- GALEMBECK, T.M.B. **O complexo múltiplo, centrado, pluriserial Itu-SP**. Rio Claro, SP: UNESP, 1997. Tese de doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 374p.
- GINIBRE, C. WÖRNER, G., KRONZ, A. Crystal zoning as an Archive for Magma Evolution. **Elements**, v. 3, p. 261-266, 2007
- HAMILTON, P.J., O'NIONS, R.K., PANKHURST, R.J. Isotopic evidence for the provenance of some Caledonian granites. **Nature**, v. 287, p. 279-284, 1983.

- HAWKINS, D.P.; WIEBE, R.A. Discrete stopping events in granite plutons: A signature of eruptions from silicic magma chambers? **Geology**, v. 32, n. 12, p. 1021-1024, 2004.
- JANASI, V.A.; VLACH, S.R.F.; ALVES, A. Origin of the rapakivi texture and other features related to felsic-basic magma interaction in the Salto Pluton, Itu Granitic Province, SE Brazil: petrographic and geologic evidence. In: **Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogensis of the Amazonian Craton, Belém, PA, Brazil**. CD-ROM, 2006.
- JANASI, V.A.; VLACH, S.R.F.; CAMPOS NETO, M.C.; ULBRICH, H.H.G.J. Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, southeastern Brazil: petrological and tectonic significance. **Canadian Mineralogist**, v. 47, n. 6, 1505-1526, 2009.
- KUMAR, S.; RINO, V.; PAL, A.B. Field Evidence of Magma Mixing from Microgranular Enclaves Hosted in Palaeoproterozoic Malanjkhand Granitoids, Central India. **Gondwana Research**, v. 7, n. 2, p. 539-548, 2004.
- LEAKE B.E.; WOOLEY A.R.; ARPS C.E.S.; BIRCH W.D.; GILBERT M.C.; GRICE J.D.; HAWTHORNE F.C.; KATO A.; KISCH H.J.; KRIVOVICHEV V.G.; LINTHOUT K.; LAIRD J.; MANDARINO J.A.; MARESCH W.V.; NICKEL E.H.; SCHUMACHER J.; SMITH J.C.; STEPHENSON N.C.N.; UNGARETTI L.; WHITTAKER E.J.W.; YOUZHI G. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. **Mineralogical Magazine**, v. 6, p. 295-32, 1997.
- LEITE, R.J., HEAMAN, L.M., JANASI, V.A., MARTINS, L. CREASER, R.A. The late- to postorogenic transition in the Neoproterozoic Agudos Grandes Granite Batholith (Apiaí Domain, SE Brazil): Constraints from geology, mineralogy,

- and U-Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 23, n. 2-3, p. 193-212, 2007.
- MARSH, B.D. Dynamics of Magmatic Systems. **Elements**, v. 2, p. 287-292, 2006.
- MILLER, C.; SILVA, S.; BACHMANN, O; YOSHIDA, T., KNESEL, K. Large silicic magma systems. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 167 (Prefácio), 2007.
- MORI, P.E.; REEVES, S.; CORREIA, C.T.; HAUKKA, M. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, p. 441-446, 1999.
- NACHIT, H. **Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques.** Tese de doutoramento, Université de Bretagne Occidentale, 181p, 1986.
- NAVARRO, M.S. **A Implantação de Rotina, e seu Refinamento, para a Determinação de Elementos Terras Raras em Materiais Geológicos por ICP-OES e ICP-MS: aplicação ao caso dos granitóides de Piedade-Ibiúna (SP) e Cunhaporanga (PR).** São Paulo, SP: USP, 2004 Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, 132 p.
- NAVARRO, M.S.; ANDRADE, S.; ULBRICH, H.; GOMES, C.B.; GIRARDI, V.A.V. The direct determination of rare earth elements in basaltic and related rocks using ICP-MS: testing the efficiency of microwave oven sample decomposition procedures. **Geostandards and Geoanalytical Research**, v. 32, n. 2, p. 167-180, 2008
- NIER, A.O. 1938. The isotope constitution of calcium, titanium, sulphur and argon. **Physical Review**, v. 53, p. 282-286, 1938.

- NITOI, E.; MUNTEANU, M.; MARINCEA, S., PARASCHIVOIU, V. Magma-enclave interactions in the East Carpathian Subvolcanic Zone, Romania: petrogenetic implications. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 118, p. 229-259, 2002.
- PATERSON, S.R.; PIGNOTTA, G.R., VERNON, R.H. The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations. **Journal of Structural Geology**, v. 26, p. 1465-1481, 2004.
- PEREIRA, G.S. **O significado dos enclaves microgranulares félsicos na evolução de magmas graníticos: petrologia dos enclaves dos granitos Itapeti e Salto, SP**. São Paulo, SP: USP, 2009. Monografia do Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, 42p.
- PLÁ CID, J.; NARDI, L.V.S.; STABEL, L.Z.; CONCEIÇÃO, R.V.; BALZARETTI, N.M. High-pressure minerals in mafic microgranular enclaves: evidences for co-mingling between lamprophyric and syenitic magmas at mantle conditions. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 145, n. 4, p. 444-459, 2003.
- SLABY, E.; MARTIN, H. Mafic and Felsic Magma Interaction in Granites: the Hercynian Karkonosze Pluton (Sudetes, Bohemian Massif). **Journal of Petrology**, v. 49, n. 2, p. 353-391, 2008.
- SNYDER, D. Thermal effects of the intrusion of basaltic magma into a more silicic magma chamber and implications for eruption triggering. **Earth and Planetary Science**, v. 175, p. 257-273, 2000.
- STRECKEISEN, A.L. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. **Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte**, v. 1976(1), p. 1-15, 1976.

- TOPFNER, C. Brasiliano-granitoide in den Bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais, Brasilien- eine Vergleichende studie. **Münchener Geol. Hefte**, A17, 1996.
- VERNON, R.H. Microgranitoid enclaves in granites – globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. **Nature**, v. 309, p. 438-439, 1984.
- VLACH, S.R.F.; JANASI, V.A.; VASCONCELLOS, A.C.B.C. The Itu belt: associated calc-alkaline and aluminous A-type late Brasiliano granitoids in the States of São Paulo and Paraná, Southern Brazil. In: SBG, **XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia**, Natal, RN, Anais, p. 1700-1711, 1990.
- VLACH, S.R.F. Geologia e petrologia dos granitóides de Morungaba, SP. São Paulo, SP: USP, 1993. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, 414 p.
- WRIGHT, T.E.; MAAS, R.; NICHOLLS, I.A. Geochemical investigations of microgranitoid enclaves in the S-type Cowra Granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia. **Lithos**, v. 56, p. 165-185, 2001.
- WRIGHT, T.E.; WIEBE, R.A.; KROGSTAD, E.J. Isotopic evidence for multiple contributions to felsic magma chambers: Gouldsboro Granite, Coastal Maine. **Lithos**, v. 93, n. 3-4, p. 234-247, 2007.
- WERNICK, E. & FERREIRA, C.J. Um expressivo dique sinintrusivo no Granito Itaqui, arredores da cidade de São Paulo. In: SBG, **VI Simpósio Regional de Geologia**, Rio Claro, SP, Atas, p. 135-148, 1987.
- WERNICK, E.; GALEMBECK, T.M.B.; GODOY, A.M.; HORMANN, P.K. Geochemical variability of the Rapakivi Itu Province, State of São Paulo, SE Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 69, p. 395-413, 1997.
- WIEBE, R.A.; ADAMS, S.D. Felsic enclave swarms in the Gouldsboro Granite, Coastal Maine: a record of eruption through the roof of a silicic magma chamber. **The Journal of Geology**, v. 105, p. 617-627, 1997.

REFERÊNCIAS

- MEIO ELETRÔNICO:

MIRANDA, E. E. de; (Coord.). **Brasil em Relevo**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 22 dez. 2012.

MAPAS geológicos estaduais: São Paulo - 1:750.000 (Projeto integrado). In: CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Geobank. [2009?]. Disponível em: <<http://geobank.sa.cprm.gov.br>>. Acesso em 01 jan. 2013.

MAPA rodoviário do estado de São Paulo. Disponível em: <<http://www.der.sp.gov.br/website/Documentos/mapas.aspx>>. Acesso em 28 dez. 2012.

- BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, A.; JANASI, V.A.; SIMONETTI, A.; HEAMAN, L. Microgranitic Enclaves as Products of Self-Mixing Events: a Study of Open-system Processes in the Mauá Granite, São Paulo, Brazil, Based on *in situ* Isotopic and Trace Elements in Plagioclase. **Journal of Petrology**, v. 50, n. 12, p. 2221-2247, 2009.

ANDERSON, J.L.; SMITH, D.R. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. **American Mineralogist**, v. 80, n. 5-6, p. 549-559.

ANNEN, C. From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. **Earth and Planetary Science Letters**, 284, p. 409-416, 2009.

ARVIN, M.; DARGAHI, S.; BABAEI, A.A. Mafic microgranular enclave swarms in the Chenar granitoid stock, NW of Kerman, Iran: evidence for magma mingling. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 24, n. 1, p. 105-113, 2004.

- BACHL, C.A.; MILLER, C.F., MILLER, J.S., FAULDS, J.E. Construction of a pluton: Evidence from an exposed cross section of the Searchlight pluton, Eldorado Mountains, Nevada. **Geological Society of America Bulletin**, v. 113, n. 9, p. 1213-1228, 2001.
- BARBARIN, B; DIDIER, J. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. **Transactions of Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences**, v. 83, n. 1-2, p. 145-153.
- BATEMAN, R. The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers. **Earth-Science Reviews**, v. 39, p. 91-106, 1995.
- BLAKE, S.; FINK, J.H. On the deformation and freezing of enclaves during magma mixing. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 95, p. 1-8, 2000.
- BOYNTON, W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (Ed.). **Rare Earth Element Geochemistry**. Elsevier, 1984. p. 63-114.
- CAMPOS NETO, M.C. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: An approach to Brasiliano-Pan-African cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Org.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000, p. 335-365.
- CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. **Pacific Geology**, v. 8, p. 173-174, 1974.

- DE PAOLO, D.J. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calcalkaline granitic batholith of the Sierra Nevada and the Peninsular range, California. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, p. 10470-10488.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. **An introduction to rock-forming minerals**. 2ª ed. Londres: Longmans, 1992. 696 p.
- DIDIER, J. Granites and their enclaves. In: **Developments in Petrology**. v. 3. Amsterdã: Elsevier, 1973.
- ELBURG, M.A. Evidence of isotopic equilibration between microgranitoid enclaves and host granodiorite, Warburton Granodiorit, Lachlan Fold Belt, Australia. **Lithos**, v. 38, p. 1-22, 1996.
- FILIPOV, M.; JANASI, V.A. The Mauá Granitic Massif, Central Ribeira Belt, São Paulo: petrography, geochemistry and U-Pb dating. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 341-348, 2001.
- FOSTER, M.D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. **Unites States Geological Survey: Professional Paper**, v. 354, p. 1-49, 1960.
- FROST, R.B. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: LINDSLEY, D.H. (Ed.). **Oxide minerals: petrologic and magnetic significance**. p. 1-9, 1991.
- GALEMBECK, T.M.B. **O complexo múltiplo, centrado, pluriserial Itu-SP**. Rio Claro, SP: UNESP, 1997. Tese de doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 374p.
- GINIBRE, C. WÖRNER, G., KRONZ, A. Crystal zoning as an Archive for Magma Evolution. **Elements**, v. 3, p. 261-266, 2007
- HAMILTON, P.J., O'NIONS, R.K., PANKHURST, R.J. Isotopic evidence for the provenance of some Caledonian granites. **Nature**, v. 287, p. 279-284, 1983.

- HAWKINS, D.P.; WIEBE, R.A. Discrete stopping events in granite plutons: A signature of eruptions from silicic magma chambers? **Geology**, v. 32, n. 12, p. 1021-1024, 2004.
- JANASI, V.A.; VLACH, S.R.F.; ALVES, A. Origin of the rapakivi texture and other features related to felsic-basic magma interaction in the Salto Pluton, Itu Granitic Province, SE Brazil: petrographic and geologic evidence. In: **Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogensis of the Amazonian Craton, Belém, PA, Brazil**. CD-ROM, 2006.
- JANASI, V.A.; VLACH, S.R.F.; CAMPOS NETO, M.C.; ULBRICH, H.H.G.J. Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, southeastern Brazil: petrological and tectonic significance. **Canadian Mineralogist**, v. 47, n. 6, 1505-1526, 2009.
- KUMAR, S.; RINO, V.; PAL, A.B. Field Evidence of Magma Mixing from Microgranular Enclaves Hosted in Palaeoproterozoic Malanjkhand Granitoids, Central India. **Gondwana Research**, v. 7, n. 2, p. 539-548, 2004.
- LEAKE B.E.; WOOLEY A.R.; ARPS C.E.S.; BIRCH W.D.; GILBERT M.C.; GRICE J.D.; HAWTHORNE F.C.; KATO A.; KISCH H.J.; KRIVOVICHEV V.G.; LINTHOUT K.; LAIRD J.; MANDARINO J.A.; MARESCH W.V.; NICKEL E.H.; SCHUMACHER J.; SMITH J.C.; STEPHENSON N.C.N.; UNGARETTI L.; WHITTAKER E.J.W.; YOUZHI G. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. **Mineralogical Magazine**, v. 6, p. 295-32, 1997.
- LEITE, R.J., HEAMAN, L.M., JANASI, V.A., MARTINS, L. CREASER, R.A. The late- to postorogenic transition in the Neoproterozoic Agudos Grandes Granite Batholith (Apiaí Domain, SE Brazil): Constraints from geology, mineralogy,

- and U-Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 23, n. 2-3, p. 193-212, 2007.
- MARSH, B.D. Dynamics of Magmatic Systems. **Elements**, v. 2, p. 287-292, 2006.
- MILLER, C.; SILVA, S.; BACHMANN, O; YOSHIDA, T., KNESEL, K. Large silicic magma systems. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 167 (Prefácio), 2007.
- MORI, P.E.; REEVES, S.; CORREIA, C.T.; HAUKKA, M. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, p. 441-446, 1999.
- NACHIT, H. **Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques.** Tese de doutoramento, Université de Bretagne Occidentale, 181p, 1986.
- NAVARRO, M.S. **A Implantação de Rotina, e seu Refinamento, para a Determinação de Elementos Terras Raras em Materiais Geológicos por ICP-OES e ICP-MS: aplicação ao caso dos granitóides de Piedade-Ibiúna (SP) e Cunhaporanga (PR).** São Paulo, SP: USP, 2004 Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, 132 p.
- NAVARRO, M.S.; ANDRADE, S.; ULBRICH, H.; GOMES, C.B.; GIRARDI, V.A.V. The direct determination of rare earth elements in basaltic and related rocks using ICP-MS: testing the efficiency of microwave oven sample decomposition procedures. **Geostandards and Geoanalytical Research**, v. 32, n. 2, p. 167-180, 2008
- NIER, A.O. 1938. The isotope constitution of calcium, titanium, sulphur and argon. **Physical Review**, v. 53, p. 282-286, 1938.

- NITOI, E.; MUNTEANU, M.; MARINCEA, S., PARASCHIVOIU, V. Magma-enclave interactions in the East Carpathian Subvolcanic Zone, Romania: petrogenetic implications. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 118, p. 229-259, 2002.
- PATERSON, S.R.; PIGNOTTA, G.R., VERNON, R.H. The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations. **Journal of Structural Geology**, v. 26, p. 1465-1481, 2004.
- PEREIRA, G.S. **O significado dos enclaves microgranulares félsicos na evolução de magmas graníticos: petrologia dos enclaves dos granitos Itapeti e Salto, SP**. São Paulo, SP: USP, 2009. Monografia do Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, 42p.
- PLÁ CID, J.; NARDI, L.V.S.; STABEL, L.Z.; CONCEIÇÃO, R.V.; BALZARETTI, N.M. High-pressure minerals in mafic microgranular enclaves: evidences for co-mingling between lamprophyric and syenitic magmas at mantle conditions. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 145, n. 4, p. 444-459, 2003.
- SLABY, E.; MARTIN, H. Mafic and Felsic Magma Interaction in Granites: the Hercynian Karkonosze Pluton (Sudetes, Bohemian Massif). **Journal of Petrology**, v. 49, n. 2, p. 353-391, 2008.
- SNYDER, D. Thermal effects of the intrusion of basaltic magma into a more silicic magma chamber and implications for eruption triggering. **Earth and Planetary Science**, v. 175, p. 257-273, 2000.
- STRECKEISEN, A.L. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. **Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte**, v. 1976(1), p. 1-15, 1976.

- TOPFNER, C. Brasiliano-granitoide in den Bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais, Brasilien- eine Vergleichende studie. **Münchener Geol. Hefte**, A17, 1996.
- VERNON, R.H. Microgranitoid enclaves in granites – globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. **Nature**, v. 309, p. 438-439, 1984.
- VLACH, S.R.F.; JANASI, V.A.; VASCONCELLOS, A.C.B.C. The Itu belt: associated calc-alkaline and aluminous A-type late Brasiliano granitoids in the States of São Paulo and Paraná, Southern Brazil. In: SBG, **XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia**, Natal, RN, Anais, p. 1700-1711, 1990.
- VLACH, S.R.F. Geologia e petrologia dos granitóides de Morungaba, SP. São Paulo, SP: USP, 1993. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, 414 p.
- WRIGHT, T.E.; MAAS, R.; NICHOLLS, I.A. Geochemical investigations of microgranitoid enclaves in the S-type Cowra Granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia. **Lithos**, v. 56, p. 165-185, 2001.
- WRIGHT, T.E.; WIEBE, R.A.; KROGSTAD, E.J. Isotopic evidence for multiple contributions to felsic magma chambers: Gouldsboro Granite, Coastal Maine. **Lithos**, v. 93, n. 3-4, p. 234-247, 2007.
- WERNICK, E. & FERREIRA, C.J. Um expressivo dique sinintrusivo no Granito Itaqui, arredores da cidade de São Paulo. In: SBG, **VI Simpósio Regional de Geologia**, Rio Claro, SP, Atas, p. 135-148, 1987.
- WERNICK, E.; GALEMBECK, T.M.B.; GODOY, A.M.; HORMANN, P.K. Geochemical variability of the Rapakivi Itu Province, State of São Paulo, SE Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 69, p. 395-413, 1997.
- WIEBE, R.A.; ADAMS, S.D. Felsic enclave swarms in the Gouldsboro Granite, Coastal Maine: a record of eruption through the roof of a silicic magma chamber. **The Journal of Geology**, v. 105, p. 617-627, 1997.