UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PETROGÊNESE DE PLÚTONS GRANÍTICOS DO LESTE PAULISTA:
GEOCRONOLOGIA, GEOQUÍMICA ELEMENTAL E ISOTÓPICA**

Adriana Alves

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO

2009

SUMÁRIO

PARTE I – APRESENTAÇÃO DA TESE

I-A – TEMÁTICA ABORDADA

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. APRESENTAÇÃO.....	1
1.2. TEMÁTICA.....	2
1.2.1. Caracterização do Magmatismo granítico do leste paulista.....	2
1.2.2. Processos de interação magnética: a origem dos enclaves microgranulares fêlsicos.....	3
2. ESTRUTURA DA TESE.....	4

I-B – MATERIAIS E MÉTODOS

1. GEOQUÍMICA DE ROCHAS.....	4
1.1. ELEMENTOS MAIORES E MENORES (ICP-OES E FRX).....	4
1.2. ELEMENTOS TRAÇO VIA ICP-MS.....	5
2. ISOTOPIA Rb-Sr E Sm-Nd EM ROCHA TOTAL.....	5
3. ANÁLISES POR MICROSSONDA ELETRÔNICA.....	6
4. ELEMENTOS TRAÇO EM CRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO E FELDSPATO ALCALINO.....	6
5. ISOTOPIA Pb-Pb EM FELDSPATO ALCALINO.....	7
6. ISOTOPIA Rb-Sr EM PLAGIOCLÁSIO.....	8
7. GEOCRONOLOGIA.....	9
7.1. SEPARAÇÃO MINERAL.....	9
7.2. U-Pb EM ZIRCÃO VIA LA-MC-ICP-MS.....	9
7.3. U-Pb EM MONAZITA VIA TIMS.....	10

PARTE II – CARACTERIZAÇÃO DO MAGMATISMO NEOPROTEROZÓICO NO SUDESTE DE SÃO PAULO

II-A – CARACTERIZAÇÃO DO MAGMATISMO GRANÍTICO NEOPROTEROZÓICO NO SUDESTE DE SÃO PAULO

1. INTRODUÇÃO.....	16
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	18
2.1. O DOMÍNIO EMBU.....	21
2.2. OS GRANITOS DO BLOCO MOGI DAS CRUZES.....	22
3. GEOLOGIA E PETROGRAFIA DOS PLÚTONS ESTUDADOS.....	23
3.1. GRANITO SANTA CATARINA.....	23
3.1.1. Relações de campo.....	23
3.1.2. Susceptibilidade magnética.....	24
3.1.3. Análise petrográfica.....	24
3.2. GRANITO SANTA BRANCA.....	26
3.2.1. Relações de campo.....	26
3.2.2. Susceptibilidade magnética.....	27
3.2.3. Análise petrográfica.....	28
3.3. GRANITO ITAPETI.....	29
3.3.1. Relações de campo.....	29

3.3.2. Susceptibilidade magnética.....	31
3.3.3. Análise petrográfica.....	32
3.4. GRANITO MAUÁ.....	34
3.4.1. Relações de campo.....	34
3.4.2. Susceptibilidade magnética.....	36
3.4.3. Análise petrográfica.....	36
3.5. GRANITO MOGI DAS CRUZES.....	38
3.5.1. Relações de campo.....	38
3.5.2. Susceptibilidade magnética.....	40
3.5.3. Análise petrográfica.....	40
4. OUTROS GRANITOS DO LESTE PAULISTA.....	41
4.1. GRANITO SABAÚNA.....	41
4.2. GRANITO GUACURI.....	42
4.3. GRANITO SABAÚNA.....	43
4.4. BATÓLITO NATIVIDADE DA SERRA.....	43
4.5. BATÓLITO SERRA DO QUEBRA CANGALHA.....	44

II-B — CARACTERIZAÇÃO QUÍMICO-ISOTÓPICA DO MAGMATISMO GRANÍTICO DO LESTE PAULISTA

1. GEOCRONOLOGIA U-Pb.....	45
1.1. PLÚTON ITAPETI.....	45
1.2. PLÚTON LAGOINHA.....	49
1.3. PLÚTON SABAÚNA.....	51
1.4. PLÚTON SANTA CATARINA.....	53
1.5. PLÚTON SANTA BRANCA.....	55
1.6. PLÚTON GUACURI.....	55
1.7. PLÚTON SERRA DO QUEBRA CANGALHA.....	55
1.8. PLÚTON MAUÁ.....	57
1.9. PLÚTON NATIVIDADE DA SERRA.....	57
1.10. PLÚTON MOGI DAS CRUZES.....	58
1.11. AGRUPAMENTO ADOTADO CONFORME DADOS GEOCRONOLÓGICOS.....	58
2. QUÍMICA DE ROCHA TOTAL.....	60
2.1. ELEMENTOS MAIORES E MENORES.....	60
2.2. ELEMENTOS TRAÇO.....	66
2.2.1. Elementos terras-raras (ETR).....	66
2.2.2. Elementos LIL e HFS.....	68
3. ISOTOPIA Rb-Sr, Sm-Nd e Pb-Pb.....	72
3.1. SISTEMA Sm-Nd.....	72
3.2. SISTEMA Rb-Sr.....	74
3.3. ISÓTOPOS DE Pb.....	76
3.3.1. Variação intra-amostra.....	76
3.3.2. Variação inter-amostra.....	78
3.3.3. Variação inter-amostra.....	78

4. DISCUSSÃO.....	80
4.1. CONSIDERAÇÕES SOBRE AS FONTES DO MAGMATISMO.....	80
4.1.1. Idades dos reservatórios e fontes envolvidos.....	80
4.2. ELEMENTOS TRAÇO.....	82
4.3. INFERÊNCIAS A PARTIR DE ASSINATURAS ISOTÓPICAS.....	84
4.3.1. Sistema isotópico Pb-Pb.....	84
4.3.3. Inter-relações isotópicas.....	86
4.4. CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS.....	90
4.4.1. Petrogênese dos plútons Mauá, Mogi das Cruzes e Itapeti.....	90
4.4.2. Petrogênese dos plútons Guacuri e Santa Branca.....	92
4.4.3. Petrogênese dos plútons a leste do BMC.....	95
4.4.4. Petrogênese dos plútons Sabaúna e Santa Catarina.....	92
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	97
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	99

PARTE III – INTERAÇÃO DE MAGMAS E GÊNESE DOS ENCLAVES MICROGRANÍTICOS

III-A – ENCLAVES MICROGRANÍTICOS EM PLÚTONS DO LESTE PAULISTA

1. INTRODUÇÃO.....	105
2. ENCLAVES MICROGRANÍTICOS.....	107
2.1. FEIÇÕES DE CAMPO.....	107
2.2. FEIÇÕES PETROGRÁFICAS E TEXTURAS DE MISTURA.....	109
3. GEOQUÍMICA ELEMENTAL E ISOTÓPICA DE ROCHA TOTAL.....	113
3.1. ELEMENTOS MAIORES E TRAÇO.....	113
3.2. ELEMENTOS TERRAS RARAS.....	115
3.3. ISOTOPIA SM-ND E Rb-Sr.....	116

III-B – A ORIGEM DOS ENCLAVES MICROGRANÍTICOS..... 117

ÍNDICE DE FIGURAS

II-A CARACTERIZAÇÃO DO MAGMATISMO GRANÍTICO NEOPROTEROZÓICO NO LESTE DE SÃO PAULO

FIGURA 1 - Contexto geológico regional e localização das amostras estudadas.....	17
FIGURA 2 - Faciologia do plúton Santa Catarina.....	26
FIGURA 3 - Faciologia e petrografia do plúton Santa Branca.....	30
FIGURA 4A -Feições de campo do plúton Itapeti.....	33
FIGURA 4B -Fotomicrografias de enclaves e granitos do plúton Itapeti.....	34
FIGURA 5 - Geologia e petrografia do plúton Mauá.....	37
FIGURA 6 - Geologia e petrografia do plúton Mogi das Cruzes.....	39
FIGURA 7 - Fotomicrografias do plúton Sabaúna.....	42
FIGURA 8 - Fotomicrografias do plúton Guacuri.....	43

II-B - CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICO-ISOTÓPICA DO MAGMATISMO GRANÍTICO DO LESTE PAULISTA

FIGURA 1 - Diagrama concórdia do plúton Itapeti.....	49
FIGURA 2 - Diagrama concórdia e cristais de zircão analisados do plúton Lagoinha.....	51
FIGURA 3 - Geocronologia do plúton Sabaúna.....	53
FIGURA 4 -Diagramas concórdia e Tera-Wasserburg do plúton Santa Catarina.....	54
FIGURA 5 -Diagrama concórdia com idades de ms-bt granitos do leste paulista.....	56
FIGURA 6 - Diagramas discórdia com idades de cristais de zircão herdados para os plútons Serra do Quebra Cangalha e Mauá.....	57
FIGURA 7 - Quadro resumo com melhores estimativas de idades de cristalização dos plútons estudados.....	59
FIGURA 8 - Diagramas de classificação composicional baseados em elementos maiores para granitos do BMC + NS/SQC.....	65
FIGURA 9 - Diagramas de variação química para elementos maiores utilizando sílica como índice de diferenciação.....	66
FIGURA 10 - Padrões de elementos terras-raras para os diferentes grupos composicionais e variação de razões importantes.....	68
FIGURA 11 -Diagramas de variação de elementos traço de acordo com sílica.....	70
FIGURA 12 -Aranhogramas para granitos do leste paulista normalizados pelo condrito.....	71
FIGURA 13 -Diagramas evolutivos para o sistema Sm-Nd separados conforme grupos composicionais.....	73
FIGURA 14 -Variação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medida (a) e calculada para a idade de cristalização (b).....	76
FIGURA 15 -Variação para Pb uranogênico e toriogênico para amostras representativas dos diferentes grupos composicionais.....	79
FIGURA 16 -Histograma-resumo das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cristais de zircão herdado.....	81

FIGURA 17 - Razões de elementos traço de significado petrogenético.....	83
FIGURA 17 - Fontes envolvidas no magmatismo.....	86
FIGURA 18 - Correlação multi-isotópica entre os sistemas Nd-Sr e Nd-Pb.....	89
FIGURA 19 - Resultados da simulação evolutiva dos plútons Mauá, Mogi das Cruzes e Itapeti.....	91
FIGURA 20 - Diagramas de classificação tectônica baseados em elementos traço.....	93
FIGURA 21 - Simulação da evolução isotópica de Pb em dois estágios para amostras dos plútons Santa Branca e Guacuri.....	95

II – INTERAÇÃO DE MAGMAS E GÊNESE DO ENCLAVES MICROGRANÍTICOS

FIGURA 1 - Participação mantélica e crustal na geração dos diferentes tipos de granito.....	106
FIGURA 2 - Relações de campo de enclaves micrograníticos.....	108
FIGURA 3 - Microtexturas de desequilíbrio observadas em enclaves microgranulares.....	111
FIGURA 4 - Enclave micáceo “em folhas” e suas relações texturais.....	112
FIGURA 5 - Diagramas de variação química de elementos maiores e traço.....	114
FIGURA 6 - <i>Spidergrams</i> de elementos traço para amostras de granitos hospedeiros e enclaves.....	115
FIGURA 6 - Diagrama de isotopia Sm-Nd para amostras de rocha total de enclaves e granitos.....	117

ÍNDICE DE TABELAS

II-B - CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICO-ISOTÓPICA DO MAGMATISMO GRANÍTICO DO LESTE PAULISTA

TABELA 1 - Dados de datação U-Pb em zircão de plútons do leste paulista.....	45
TABELA 2 - Resultados de determinações isotópicas U-Pb em monazita de ms-bt granitos.....	56
TABELA 3 - Dados de química de rocha total para granitos do leste do Estado de São Paulo.....	62
TABELA 4 - Sistema Sm-Nd com razões calculadas para a idade de cristalização dos plútons.....	72
TABELA 5 - Dados isotópicos Rb-Sr.....	75
TABELA 6 - Dados isotópicos obtidos diretamente em cristais de plagioclásio da amostra E40.....	76
TABELA 7 - Coeficientes de partição utilizados no modelamento de cristalização fracionada dos plútons Mauá, Mogi das Cruzes e Itapeti.....	92

III - INTERAÇÃO DE MAGMAS E GÊNESE DOS ENCLAVES MICROGRANÍTICOS

TABELA 1 - Dados isotópicos para granitos hospedeiros, enclaves microgranulares e xenólitos dos plútons Mauá, Mogi das Cruzes e Itapeti.....	116
--	-----

ANEXOS

ANEXO I - Mapa de localização das amostras analisadas e tabela de pontos visitados

ANEXO II - Dados U-Pb de cristais de zircão analisados via LA-MC-ICP-MS e dados U-Pb de cristais de titanita do plúton Santa Catarina

ANEXO III Dados Pb-Pb (LA-MC-ICP-MS) e elementais (LA-ICP-MS) de cristais de feldspato alcalino

-

ANEXO IV 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

-

RESUMO

A porção central da Faixa Ribeira no Estado de São Paulo possui inúmeros corpos graníticos de pequeno e médio porte aflorantes em um domínio cuneiforme definido pelo encontro das Falhas de Taxaquara-Guararema e Cubatão, aqui designado como Bloco Mogi das Cruzes (BMC), em virtude da proximidade da cidade homônima. Além desses, expressivos batólitos composicionalmente zonados afloram a leste do bloco e todo conjunto carecia de informações essenciais de campo, petrografia, geocronologia e geoquímica.

A fim de caracterizar o magmatismo associado aos estágios finais da Orogênese Brasileira nessa área, amostras de dez desses plútons (Mauá, Mogi das Cruzes, Santa Branca, Santa Catarina, Itapeti, Sabaúna e Guacuri, pertencentes ao BMC, além dos batólitos Serra do Quebra Cangalha, Natividade da Serra e Lagoinha, aflorantes a leste do bloco) foram analisadas para elementos maiores, menores e isótopos de Sr, Nd e Pb. Adicionalmente, idades U-Pb foram determinadas em cristais de zircão e monazita via LA-MC-ICPMS e TIMS, respectivamente. Tais idades confirmam o principal evento de geração de magmas nessa área entre 600 - 580 Ma, com predomínio de idades mais jovens. Entretanto, foi identificado evento de granitogênese mais antiga (~650 Ma) formadora dos plútons Santa Catarina e Serra do Quebra Cangalha relatado pela primeira vez em rochas do Domínio Embu.

Origem a partir de retrabalhamento crustal, sugerida principalmente pelos elevados teores de SiO₂ (68 a 76%) e pelo caráter peraluminoso das amostras (exceto as do plúton Santa Catarina), é confirmada por idades modelo Sm-Nd (TDM= 1,7 a 2,2 Ga), e também pela presença de cristais de zircão herdado, cujas idades se concentram no intervalo 1,4 a 2,0 Ga.

As assinaturas isotópicas indicam que o magmatismo granítico do BMC amostrou pelo menos dois reservatórios crustais distintos. Os biotita granitos indicam participação de fontes de alto Th/U, ϵNd_t negativos (- 11,2 a -14,6) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ entre 0,709 a 0,712 (crosta continental inferior antiga), enquanto as fontes principais envolvidas na geração de muscovita biotita granitos são caracterizadas por valores baixos de Th/U, ϵNd_t mais negativos (-15,2 a -18,2) e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ semelhantes (crosta continental superior retrabalhada).

As áreas-fonte dos batólitos graníticos aflorantes a leste do BMC são também distintas; razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ superiores a 0,716 e ϵNd_t entre -11,9 a -7,3 são sugestivos da participação de material crustal mais jovem, potencialmente menos retrabalhado. A assinatura isotópica de Pb indica baixas razões Th/U, também consistentes com crosta superior mais jovem em relação às fontes envolvidas na geração dos muscovita-biotita granitos do BMC.

Dentre os granitos datados em 590 Ma os plútons Mauá, Itapeti e Mogi das Cruzes mostram semelhanças petrográficas e composicionais (razões de elementos traço e isotópicas) marcantes, que associadas à presença de enclaves composicionalmente semelhantes às rochas hospedeiras, indicam processos genéticos e evolutivos correlatos para os plútons. Análises isotópicas de Sr e de elementos traço por LA-ICPMS em megacristais de plagioclásio em disequilíbrio textural indicam cristalização em sistema aberto. Núcleos mais cálcicos, quimicamente primitivos e de mais alta $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ são sobrecrecidos por bordas que registram decréscimo contínuo dos teores de elementos traço como Ba, Sr e ETR e das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$, alcançando equilíbrio com a matriz em sua porção mais externa. A combinação dos dados de elementos traço e de isótopos de Sr não indica a presença de magmas quimicamente mais primitivos (e.g., básicos-intermediários) e sugere que os enclaves micrograníticos são produto de interação entre magmas química e fisicamente semelhantes, em eventos de auto-mistura.

ABSTRACT

The central part of the Ribeira Fold Belt in São Paulo hosts a great number of granitic intrusions of varied forms and compositions. These plutons outcrop in a cuneiform domain defined by the intersection between two main structures (Taxaquara and Cubatão Faults) here referred as Mogi das Cruzes Block (MCB) in allusion to the homonymous nearby city. In addition to these plutons, we also studied compositionally zoned batholiths outcrop to the east of MCB and despite their significant volume the group was still lacking basic field, petrographic, geochronological and geochemical information. In order to characterize the magmatism associated to the final stages of the Brazilian Orogeny in this area, samples from ten plútons (Mauá, Mogi das Cruzes, Santa Branca, Santa Catarina, Itapeti, Sabaú na and Guacuri, from MCB, added by the batholiths Serra do Quebra Cangalha, Natividade da Serra and Lagoinha) were analyzed for major, minor and trace elements, and Sr, Nd and Pb isotopes. Furthermore, U-Pb ages were determined in zircon and monazite crystals using LA-MC-ICPMS e TIMS, respectively. The obtained ages confirm that the main event of granitic magma generation in this area occurred between 600 and 580 Ma, with predominance of younger ages. However, previous event of granitogenesis which formed Santa Catarina and Serra do Quebra Cangalha plutons (crystallization ages ~650 Ma) was identified and is described for the first time within the Embu Domain.

An origin by crustal reworking is suggested for most of the plútons by the high SiO₂ contents (68 a 76%) and by the peraluminous character of all samples (except the Santa Catarina plúton) and the assumption is also confirmed by Sm-Nd model ages (TDM= 1,7 a 2,2 Ga) and by the presence of inherited zircon crystals with ages in the 1.4 to 2.0 Ga range.

Isotopic signatures indicate that the MCB granitic magmatism sampled at least two distinct crustal reservoirs. The biotite granites show signatures indicative of participation of high Th/U sources, with negative ϵNd_t values (- 11,2 a -14,6) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ ratios between 0.709 and 0.712 (ancient lower crust), while the source involved in the generation of muscovite-biotite granites was characterized by low Th/U ratios, combined with more negative ϵNd_t (-15,2 to -18,2) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ ratios similar to those of the biotite granites (reworked upper crust).

The source areas for the granitic batholiths to the east of MCB are also distinct; their $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ ratios higher than 0,716 and ϵNd_t between -11,9 and -7,3 are suggestive of relatively juvenile upper crustal sources, potentially less reworked. The Pb isotope signatures indicate sources with low Th/U ratios, equally compatible with involvement of a younger upper crust compared to the old component suggested as source of MCB muscovite-biotite granites.

Among the plutons dated at ca. 590 Ma, the Mauá, Itapeti and Mogi das Cruzes granites show marked petrographic and compositional similarities (trace elements ratios and isotope signatures), which associated with the presence of microgranular enclaves compositionally similar to their host granite, indicate correlated genetic and evolutionary processes for these plutons. Rb-Sr isotope and trace elements analyses conducted via LA-(MC)-ICP-MS in plagioclase megacrysts in textural disequilibrium indicate crystallization under open-system conditions. More calcic cores, chemically primitive and with higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, are overgrown by rims recording continuous decrease in trace element contents (e.g. Ba, Sr e ETR) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ratios, external rims reach equilibrium with matrix crystals. The combination of trace element and isotopic signatures do not indicate the participation of chemically more primitive magmas (e.g., basic to intermediate), suggesting that the enclaves are products of interaction between chemically and physically similar magmas, in self-mixing events.

AGRADECIMENTOS

Como resumir cinco anos de trabalho em algumas poucas páginas...

Comece conseguindo apoio financeiro FAPESP (bolsa 04-09942/4) e CAPES (BEX 1524). Siga avaliando os dados de geoquímica de rochas analisados pelo Paulinho e pela Sandra, o ideal é antes dar uma olhada nas lâminas confeccionadas cuidadosamente pelo outro Paulinho. Adicione alguns isótopos de sistemas variados e pra garantia de dados aproveitáveis peça ajuda ao pessoal do Cepegeo. Junte aos dados algumas sessões de microsonda com o Marcos Mansueto e passe pelo menos um ano de sua vida num país remoto cheio de frio e dinheiro; dê uma salpicada de qualidade no trabalho utilizando tecnologia de ponta; durante o período não hesite em pedir ajuda a Judy Schultz, Jason Cameron, Sebastian Tappe, Larry Heaman e Antonio Simonetti, os três primeiros são também ótimos companheiros de procrastinação (melhora do inglês garantida).

De volta ao país de origem, coloque o pão de cima do sanduíche utilizando a companhia do Rogério, Gaston (agora professor!), Liza, Luana, Maurício, John, Vivian, Renato, Brunas (a loira e a ruiva). Se você tiver amigos-irmãos como Lucelene e Frederico, além de bons palpites para elaboração do trabalho, aconselhamento psicológico (com ou sem chopp) e o bom e velho hábito de se juntar pra reclamar do dinheiro curto são acompanhamentos necessários em qualquer trabalho científico.

Eleja co-orientadores involuntários, de preferência nos mais diversos ramos, boas indicações são os professores Renato Moraes, Gergely, Mario Campos e Silvio Vlach. Para estes faça perguntas constantes, mesmo sabendo que sua área não é a mesma de interesse deles; um olhar fresco e não enviesado por pré-conceitos é bem-vindo e essencial para o bom andamento do processo.

Para constatação de que você não é o único pós-graduando do mundo em crise de produtividade, e para confirmação de que seu conhecimento científico é ainda limitado, recomendo workshops internacionais, porém garanta que nomes como William Griffin, Ian Williams e Daniela Rubato estarão presentes e aproveite a oportunidade levando consigo seus dados, gráficos e óleo de peroba e não se faça de rogado ao perguntar o que fazer com os dois primeiros, já que para o último não são necessárias sugestões elaboradas.

Se tudo isso não funcionar, contrate a empresa de terraplenagem VAJANASI Ltda., e veja aquele barranquinho construído com esmero a punhados sequenciais de preguiça (sobre o qual fazia planos de encostar até o fim da tese) se desmoronar com a passagem de um dos tratores eficazes dessa renomada empresa. Mesclando técnicas bem consolidadas de puxões de orelha de intensidade variável e crescente com a proximidade do seu prazo e frases estimuladoras da culpa do tipo "...hum acho que ficaria melhor se você adicionasse...." a empresa consolida sua posição de vanguarda no mercado e conta hoje com 5 aspirantes a mestre e 4 a doutores (incluindo essa que vos fala) e o grupo atua nos mais diversos setores entre manto, crosta e até sedimentação. Autora dos bestsellers a serem lidos em sequência (Say no to procrastination, Shake your laziness off, Stop complaining and get to work, entre outros) a empresa garante satisfação total ao final do trabalho ou seu barranco de volta.

Val, esse é pra você, o melhor orientador (amigo, conselheiro e cientista) que o destino podia me arranjar! Obrigada!

Às Lus (Ciana e Celene)

À minha mãe

PARTE I

APRESENTAÇÃO DA TESE

Este capítulo apresenta a estruturação utilizada para a apresentação da Tese e se divide em duas seções, sendo a primeira delas destinada à exposição das temáticas abordadas, pontuando-se problemas e objetivos alcançados e a estruturação escolhida para apresentação dos mesmos. Na segunda sessão são apresentadas as metodologias de obtenção e tratamento dos dados apresentados.

I-A - TEMÁTICA ABORDADA

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

O estudo de rochas graníticas como meio de caracterização de fontes não acessíveis é prática comum na Petrologia Ígnea e tem clara utilidade nos casos em que as rochas são de derivação crustal. Estudos em sistemas isotópicos (Doe, 1967; DePaolo, 1981) e assinaturas de elementos traço (Pearce, 1984, Rollinson, 1993 and Harris *et al.* 1995), evidenciaram a importância das rochas graníticas como indicadores de fonte mais promissores em estudos que visam determinar os limites entre diferentes terrenos (Ayuso *et al.*, 1996; Harris *et al.*, 1990; Connelly & Thrane, 2005); as contribuições de diferentes reservatórios à gênese de magmas (Liew *et al.*, 1994; Ayuso *et al.*, 1996; Simon *et al.* 2007); e a identificação dos processos potencialmente modificadores das assinaturas originais dessas rochas (Davis & Tomasini, 2000; Hogan & Sinha, 1991). A possibilidade de modificação de assinaturas originais e o desenvolvimento de novas técnicas analíticas, revelaram a probabilidade de que as assinaturas químicas e isotópicas atuais das rochas dão apenas uma idéia da diversidade e complexidade de estágios evolutivos atuantes em magmas graníticos desde sua formação até o estágio final de cristalização. Nesse cenário, as assinaturas isotópicas e de elementos traços são em realidade médias ponderadas das assinaturas das fontes e processos envolvidos na granitogênese, tal como revelado por estudos isotópicos recentes realizados em escala mineral (Davidson *et al.*, 2001; Tepley & Davidson, 2003; Charlier *et al.*, 2007).

A interpretação combinada de sistemas isotópicos independentes e a comparação entre tais assinaturas e razões de elementos traço (algumas das quais não são facilmente

perturbadas por processos como fusão parcial ou cristalização fracionada, Brown *et al.*, 1984) é, portanto, a ferramenta mais adequada para estudo de rochas graníticas, posto que cada sistema em particular, traz informações distintas, que podem ser apreciadas em conjunto para a identificação dos reservatórios atuantes na magmatogênese (Tomascak *et al.*, 1996; Cheong *et al.*, 2000; Zhang *et al.*, 2004; Chen & Tilton, 1991; Karsli *et al.*, 2008).

É neste contexto que o atual trabalho se insere, uma vez que granitos de fontes predominantemente crustais ocorrem de modo expressivo na porção leste da área de exposição do embasamento cristalino no Estado de São Paulo, especialmente nos Domínios Embu e Costeiro, porção central da Faixa Dobrada Ribeira (Wernick & Galembeck, 1987; Artur *et al.*, 1992; Janasi & Ulbrich, 1992) e carecem de informações básicas de petrografia, geocronologia e geoquímica.

1.2. TEMÁTICA

1.2.1 Caracterização do magmatismo granítico no leste paulista

O leste do Estado de São Paulo apresenta inúmeros corpos graníticos de pequeno e médio porte que pertencem a um domínio geológico em forma de cunha, delimitado a sul pela Falha de Cubatão e a norte pela Falha de Taxaquara. Esse conjunto vem sendo chamado de Bloco Mogi das Cruzes (doravante designado por BMC) em virtude de sua proximidade com o município homônimo.

Os estudos disponíveis para tais maciços têm caráter regional e informações básicas acerca da composição química e petrográfica, e mesmo dados de campo, ainda são bastante escassos. As exceções são os maciços Itapeti e Mauá que foram alvos de estudos pormenorizados na última década (Morais, 1995; Filipov & Janasi, 2001).

O objetivo dessa parte da tese é a contribuição para a caracterização da granitogênese associada ao BMC e de plutons aflorantes também para norte da Falha de Taxaquara, a partir de estudos de campo, petrografia, geocronologia U-Pb e geoquímica elemental e isotópica.

1.2.2 *Processos de interação magmática em plutons do leste paulista: a origem dos enclaves microgranulares félsicos*

A origem de enclaves micrograníticos ou microgranulares félsicos constitui tema relevante em decorrência da inexistência de hipóteses totalmente satisfatórias para sua origem. Didier & Barbarin (1991), em trabalho que discorre sobre as implicações petrológicas da presença de enclaves micrograníticos na geração e evolução de magmas graníticos, assumem que estes provêm das paredes resfriadas da câmara magmática, desprendidas e assimiladas durante sua ascensão, e corresponderiam, portanto a autólitos propriamente ditos. Diversos autores admitem, entretanto, que processos de hibridização avançados podem resultar em homogeneização das fases minerais presentes e das composições químicas e isotópicas, fato que dificulta a identificação de processos de mistura entre magmas originalmente distintos na origem desses enclaves (e.g., Pin et al., 1990).

Adicionalmente, o estudo de enclaves provê informações valiosas acerca das fontes e processos envolvidos na geração e evolução de magmas graníticos (e.g., Holden et al., 1987; Waight et al., 2000); e dá indicações sobre aspectos relacionados à reologia e dinâmica da câmara magmática reveladas a partir da investigação da forma, tamanho, abundância e distribuição dos enclaves (Fernandez & Barbarin, 1991).

No leste da cidade de São Paulo, os enclaves micrograníticos são freqüentes em biotita granitos (Mauá, Mogi e Itapeti) e claramente não tiveram origem a partir do desprendimento de bordas resfriadas, já que feições como borda de resfriamento nos enclaves, existência em alguns locais de contrastes químicos e de Susceptibilidade Magnética (SM) entre enclaves e granitos hospedeiros, presença nos enclaves de xenocristais manteados aparentemente capturados do granito e de enclaves duplos, são evidências contrárias a tal hipótese.

Análises isotópicas pontuais Rb-Sr realizadas em xenocristais de plagioclásio elucidam a questão do mecanismo de geração de enclaves microgranulares félsicos, com implicações claras para a interpretação de enclaves de mesma composição de suas rochas hospedeiras cuja ocorrência e significado têm recebido limitada atenção exceto por alguns poucos trabalhos (Holness *et al.*, 2005; Castro *et al.*, 1990; Dodge & Kistler, 1990; Donaire *et al.*, 2005).

A presente tese é dividida em três partes, sendo a primeira correspondente à ora apresentada Introdução (Parte I). Em seguida (Parte II) são apresentados os resultados dos estudos de caracterização geral do magmatismo granítico do leste paulista. A Parte II é dividida em duas seções (A e B), sendo a primeira concernente à caracterização de campo e petrográfica em detalhe e a seção B referente à apresentação e interpretação dos dados de geocronologia, geoquímica elemental e isotópica de rocha total e dados isotópicos de Pb obtidos diretamente em cristais de feldspato alcalino.

Finalmente, a Parte III é dedicada à caracterização química e isotópica de enclaves e granitos hospedeiros (apenas para os plutons portadores de enclaves micrograníticos) e é também dividida em duas partes; a Parte III-A trata dos conceitos atualmente aceitos para interpretação de enclaves desse tipo e é seguida pela apreciação de dados químicos e isotópicos de rocha total. A segunda parte (Anexo Parte III-B) oferece manuscrito submetido ao *Journal of Petrology* no qual são apresentados dados isotópicos (Rb-Sr) pontuais para xenocristais de plagioclásio de enclaves e fenocristais de plagioclásio de granito hospedeiro, com sugestão de um mecanismo genético explanatório das marcantes similaridades observadas entre enclaves e granitos.

I-B - MATERIAIS E MÉTODOS

1. GEOQUÍMICA DE ROCHAS

1.1. ELEMENTOS MAIORES E MENORES (ICP-OES E FRX)

A preparação das amostras para análise química iniciou-se com as usuais etapas de fragmentação e moagem, partindo-se de amostras com cerca de 8-10 kg. Seguiu-se britagem em britador de mandíbulas de aço, para redução dos fragmentos a tamanhos entre (2-3 mm). As etapas de quarteamento e homogeneização resultaram na obtenção de uma alíquota de 100 g probabilisticamente representativa. As etapas finais envolvem a pulverização dessa alíquota em moinho de tipo planetário de ágata, por 15 minutos, ou até atingir granulometria menor que 200 mesh.

A fusão se dá em forno pré-aquecido a 1000 °C, por cerca de 20 minutos e a massa fundida é misturada a água destilada para obtenção dos volumes destinados às análises de elementos maiores (250 ml) e traços (50 ml, adicionados de HF para estabilização do Zr).

As análises espectrométricas foram realizadas no Laboratório de Química do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. A concentração de elementos maiores foi determinada, em espectrômetro de plasma ARL 3410, com etapa de calibração realizada utilizando-se padrões internacionais. Detalhes do procedimento analítico podem ser encontrados em Janasi *et al.* (1995). Algumas das amostras foram analisadas via Fluorescência de Raios X, também no Instituto de Geociências, com etapas de preparação relacionadas apenas à confecção de pastilhas prensadas e fundidas, com o material proveniente da etapa de pulverização.

1.2. ELEMENTOS TRAÇOS VIA ICP-MS

Análises completas de elementos traços foram realizadas em espectrômetro de massa (ICP-MS) do laboratório de química do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, utilizando espectrômetro Quadrupolo do tipo MS-ELAN 6100 DRC (Perkin Elmer). As amostras foram preparadas segundo a metodologia de digestão ácida em bombas do tipo Parr, usando HNO₃ e HF concentrados. A digestão se deu sob altas temperaturas (200 °C) em forno de microondas por aproximadamente cinco dias, de forma a garantir a completa dissolução de minerais acessórios.

2. ISOTOPIA Rb-Sr E Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

Análises isotópicas Rb-Sr em amostras de rocha total foram realizadas no Centro de Estudos Geocronológicos (CEPEGEO) da Universidade de São Paulo. A preparação das amostras é semelhante às envolvidas na abertura das amostras para análises por ICP-MS, com diferenças relacionadas apenas ao período de digestão (10 dias sob 160 °C). Para as etapas de separação isotópica foram empregadas as convencionais colunas de troca catiônica, preenchidas com resina tipo AG 50 (200 – 400 mesh), usando água e HCl em concentrações variáveis. Para extração de Sr utilizou-se HCl 2,5 N e o resíduo dessa etapa foi então lavado com HCl 6,2 N para extração de elementos terras-raras, com separação de

Sm e Nd a partir da utilização de colunas preenchidas com pó de teflon e lavagem em HCl (a 0,26 e 0,55 N, com menor concentração destinada à extração de Nd).

Para o cálculo das razões iniciais, foram empregadas correções para as idades de cristalização dos plútons e razões Sm/Nd elementais obtidas por ICP-MS.

Para análises $^{84}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ for adicionado *spike* à fração contendo o Sr previamente extraído. Todas as análises isotópicas foram conduzidas em Espectrômetro de Massa VG 354 e Finnigan MAT 262.

As razões normalizadoras são $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ e $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ e as constantes utilizadas foram conforme Steiger & Jäeger (1978) e Michard *et al.* (1985) for Sr e Nd, respectivamente.

3. ANÁLISES POR MICROSSONDA ELETRÔNICA

As análises quantitativas de elementos maiores em cristais de plagioclásio foram conduzidas junto ao Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, utilizando-se equipamento JEOL JXA-8600S, com cinco espectrômetros de dispersão de comprimento de onda dotado de dois cristais analisadores. As análises foram conduzidas sob 15kV, aceleração de 20 nÅ e diâmetro de 10 µm. As correções de efeitos de matriz foram realizadas via PROZA (Bastin *et al.*, 1984), e padrões naturais variáveis conforme o elemento foram utilizados para calibração (eg. Rutilo para Ti, Olivina para Fe, dentre outros).

4. ELEMENTOS TRAÇO EM CRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO E FELDSPATO ALCALINO

Os teores de elementos traço em cristais de plagioclásio foram conduzidos sobre seções delgadas com 120 µm de espessura, polidas com abrasivo de 1 µm granulação. A limpeza das seções foi realizada em uma panela ultrassônica preenchida por água.

As análises foram conduzidas na Radiogenic Isotope Facility (RIF), Universidade de Alberta, sob a supervisão do Dr. Antonio Simonetti, utilizando-se um espectrômetro Quadrupolo ICP-MS Perkin Elmer Elan6000 acoplado a um sistema de *laser ablation* de frequência quádrupla ($\lambda = 213 \text{ nm}$) Nd: YAG.

Com base no zoneamento em elementos maiores (Ca foi utilizado como padrão interno) e na variação da química de rocha total, foram selecionados 8 cristais para análises de Sc, Ti, V, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, REE, Pb, Th e U. As concentrações foram calculadas usando o padrão externo NIST 612 e a redução dos dados foi conduzida utilizando-se o software Glitter[®] (Macquarie University).

As análises em feldspato alcalino foram conduzidas de modo a verificar a possibilidade de algumas das variações das razões Pb-Pb serem produto da presença de inclusões de minerais portadores de Th e U. Para tanto, os mesmos *spots* analisados via MC-ICP-MS (próximo item) foram alvo de análises de elementos traço completas, utilizando-se o mesmo diâmetro de *laser* e a mesma configuração *raster*. As análises foram conduzidas no Laboratório de Química da Universidade de São Paulo, sob a supervisão da Dra. Lucelene Martins. Escolheu-se a sílica como padrão interno (visto que não foram realizadas prévias por microsonda eletrônica) e o vidro NIST-612 foi empregado como padrão externo. As etapas de cálculo de concentrações e redução de dados foram realizadas de modo análogo ao adotado para plagioclásio.

5. ISOTOPIA PB-PB EM FELDSPATO ALCALINO

A fim de garantir um melhor controle textural, as análises de isótopos de Pb em cristais de feldspato alcalino foram conduzidas diretamente sobre fragmentos de rocha com dimensões compatíveis às de seções petrográficas comuns (2 x 3,5 x 0,4 cm). Os fragmentos foram progressivamente polidos utilizando-se abrasivos em diferentes granulometrias, com finalização a 1 μm . O processo foi repetido até que minerais opacos pudessem ser identificados em microscópio de luz refletida. Para limpeza dos fragmentos os mesmos foram colocados em panela ultrassônica preenchida com água, para garantia do desprendimento do pó utilizado para polimento.

As análises *in situ* via MC-ICP MS foram realizadas sobre os cristais mais límpidos e com superfície exibindo melhor polimento e os pontos foram selecionados de modo a evitar potenciais feições de alteração. A determinação de composições isotópicas diretamente sobre cristais têm como vantagem o melhor controle textural, entretanto, limitações óbvias quanto à presença de inclusões são irreversíveis. Entretanto, Connelly & Thrane (2005)

compararam os resultados obtidos por essa metodologia com àqueles obtidos via soluções adicionadas de Spike e não encontraram diferenças significativas entre os dois métodos.

As análises foram conduzidas na RIF da Universidade de Alberta, Edmonton, Canada, utilizando Multi Collector ICP MS Nu Plasma, acoplado a um sistema de *laser ablation* Nd: YAG de frequência quádrupla ($\lambda = 213 \text{ nm}$). As correções envolvem contagem de isótopos ^{200}Hg e ^{202}Hg utilizados para correção das interferências isotópicas de ^{204}Hg sobre ^{204}Pb . Adicionalmente o controle de *Mass Bias* é feito com a utilização de padrões externos, neste caso o padrão NIST-612 (um coral moderno do oceano Índico) foi utilizado (Bizzarro *et al.* 2003; Schmidberger *et al.* 2003).

As análises foram realizadas em modo *raster* utilizando-se diâmetro de $100 \mu\text{m}$ em cinco passos, o que resulta em *rasters* de $500 \mu\text{m} \times 500 \mu\text{m}$.

O método tem a clara vantagem de economia de tempo, já que a etapa de preparação é da ordem de 15 amostras/dia, e o dobro dessa taxa pode ser atingida durante os procedimentos de análise. A clara desvantagem é a impossibilidade de identificação de minerais inclusos, que podem alterar as razões isotópicas, em vista do relativamente grande volume amostrado.

6. ISOTOPIA Rb-Sr EM PLAGIOCLÁSIO

A mesma seção delgada polida utilizada para determinação de elementos traço foi destinada à determinação de isotopia Rb-Sr em cristais de plagioclásio. Em geral, as análises foram realizadas em locais adjacentes aos *spots* de Quadrupolo com menores razões Rb/Sr (<0.05), de modo a minimizar a correção isobárica de ^{87}Rb sobre ^{87}Sr . A ablação foi conduzida utilizando-se diâmetro do feixe de *laser* de $160 \mu\text{m}$, com tempos de 30 a 60 segundos, dependendo da intensidade do sinal de Sr. Ramos *et al.* (2004) argumenta que o um mínimo de 1 V é necessário para a obtenção de medidas de alta precisão. Os sinais obtidos ficaram entre 0,7 e 1,3 V que resultaram em medidas de isótopos de Sr com incertezas bem abaixo das variações totais de cada cristal. Algumas das correções incluem a interferência isobárica de ^{87}Rb através da aquisição simultânea do sinal de ^{85}Rb ; correções para interferências de ^{84}Kr , ^{86}Kr e ArO_3 , eliminadas com a medição do linha de base por um período de 30 segundos. O padrão externo foi novamente a amostra NIST 612.

7. GEOCRONOLOGIA

7.1. SEPARAÇÃO MINERAL

Foram empregadas as mesmas etapas de separação para zircão e monazita, com etapas iniciais semelhantes às de preparação de alíquotas para química, exceto pela utilização de moinho de disco, em lugar do moinho planetário empregado para química. Seguiu-se peneiramento em malhas progressivamente menores e as etapas de concentração foram:

Mesa de Wiffley: consiste na inserção da amostra em um funil que a despeja em pequenas porções em uma mesa que possui várias canaletas e uma pequena inclinação lateral. Há um fluxo de água constante que combinado com a incessante vibração da mesa separa minerais com grandes diferenças de densidade em canecas de coleta diferentes, localizadas ao final da mesa.

Líquidos Pesados: o material contido na caneca de minerais pesados foi separado em iodeto de metileno. Quando havia uma quantidade muito grande de material o mesmo era submetido primeiro à separação em bromofórmio.

Dentre os minerais que sofrem decantação por este método está o zircão, cuja densidade é de $4,7 \text{ g/cm}^3$.

Separação Magnética: o zircão é então separado dos demais minerais pesados por separação magnética em Separador Frantz.

A magnetita é retirada anteriormente com auxílio de um ímã. O restante da amostra é colocado em um pequeno funil e submetido a uma corrente inicial muito baixa, em torno de 0 A. Os minerais são divididos em magnéticos e não magnéticos e recolhidos. Cada amostra é então submetida a correntes de 1,0, 0,8 e 0,7 A.

Na maioria das amostras a monazita se concentra na fração magnética acima de 0,7 A. Segue-se a etapa de espalhamento do mineral, onde a fração acima é submetida a correntes de 0,5, 0,6 e 0,7 A.

7.2. U-Pb EM ZIRCÃO VIA MC-ICP-MS

Datações U-Pb em zircões foram realizadas na RIF sob supervisão dos professores Larry Heaman e Antonio Simonetti. As análises foram obtidas via multi-collector-ICP-MS acoplado a sistema de *laser ablation*, com detecção simultânea de massas entre ^{238}U e ^{203}Tl ,

como fator condicionante da reprodutibilidade das razões Pb-Pb e Pb-U. A configuração utilizada, com múltiplos contadores iônicos, permite a leitura de baixos sinais de Pb (feição da maior parte dos zircões estudados) resultando em possibilidade de execução das análises via *spots* tão pequenos quanto 40 μm , com vantagem clara para os casos em que os cristais apresentam zoneamento complexo e domínios herdados.

A leitura dos brancos se dá anteriormente ao início da rotina de análise, e visa determinar a contribuição de ^{203}Hg aos sinais dos isótopos de interesse. A ablação do material dura em média 30 segundos e um novo ponto pode ser analisado imediatamente após a localização do ponto.

A amostra LH-94-15 (Ashton *et al.* 1999) foi utilizada como padrão e a cada ciclo de 10 a 12 análises foram realizadas duas determinações em cristais da mesma.

A redução dos dados foi efetuada seguindo a metodologia de Simonetti *et al.* (2005), que possibilita a correção dos valores de Pb comum através das flutuações observadas no padrão de composição isotópica bem estabelecida pela metodologia TIMS.

Para cálculo das idades correspondentes às razões isotópicas reduzidas utilizou-se o Software Isoplot (Ludwig, 1993), também utilizado para representação dos dados em diagramas concórdia.

7.3. U-PB EM MONAZITA VIA TIMS

Cristais de monazita foram analisados no RIF, com seleção manual de dois cristais límpidos e relativamente grandes. Previamente à dissolução os cristais foram limpos utilizando solução de HNO_3 e soluções de água + acetona. Os cristais foram transferidos para recipientes Savilex contendo HCl concentrado e levados à chapa aquecida a 150 °C por cinco dias. As etapas de purificação de Pb e U foram realizadas com o emprego de cromatografia de troca aniônica Heaman *et al.* (2002)

Alíquotas de Pb e U foram então carregadas em filamentos e tiveram razões isotópicas medidas via TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry) utilizando-se um espectrômetro VG354 em um detector Faraday único, utilizando-se medidas sucessivas de padrões externos e os dados obtidos foram utilizados para cálculos de idade utilizando-se o software Isoplot (Ludwig, 1993).

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Artur, A.C.; Wernick, E.; Andrade, F.R.D. 1992. Turmalina granitos dos grupos São Roque e Açungui, Estado de São Paulo. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, **37**, São Paulo, *Anais*, 1: 354-355.

Ashton, K.E.; Heaman, L.M.; Lewry, J.F.; Hartlaub, R.P. & Shi, R. (1999). Age and origin of the Jan Lake Complex: a glimpse at the buried Archean craton of the Trans-Hudson Orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **36**, 185-208.

Ayuso, R. A.; Barr, S.M. Longstaffe, F.J. (1996). Pb and O isotopic constraints on the source of granitic rocks from Cape Breton Island, Nova Scotia, Canada. *American Journal of Science*, **296**, 789-817.

Bastin, G.F. van Loo, F.J.J. & Heijligers, H.J.M. (1984). Evaluation and use of Gaussian (f(pz)) curves in quantitative electron probe microanalysis: a new optimization. *X-ray Spectrometry*, **13**, 91-97.

Bizzarro, M., Simonetti, A., Stevenson, R.K. & Kurszlaukis, S. (2003). *In situ* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ investigation of igneous apatites and carbonates using laser-ablation MC-ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **67**, 289-302.

Brown, G.C.; Thorpe, R.S. & Webb, P.C. (1984). The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, **141**, 413-426.

Castro, A., Moreno-Ventas, I. & De la Rosa, J.D. (1990) Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian Belt, Spain. *Geological Journal* **25**, 391-404

Chen, J.H. & Tilton, G.R. (1991). Applications of lead and strontium isotopic relationships to the petrogenesis of granitic rocks, central Sierra Nevada batholith, California. *Geological Society of America Bulletin* **103**, 439-447.

Cheong, C.S., Kwon, S-T. & Park, K-H. (2000). Pb and Nd isotopic constraints on Paleoproterozoic crustal evolution of the northeastern Yeongnam massif, South Korea. *Precambrian Research* **102**, 207-220.

Connelly, J.N. & Thrane, K. (2005) Rapid determination of Pb isotopes to define Precambrian allochthonous domains: An example from West Greenland. *Geology*, **33**, 953-956.

Davidson, J., Tepley, F. J., Palacz, Z. & Meffan-Main, S. (2001). Magma recharge, contamination and residence times revealed by *in situ* laser ablation isotopic analysis of feldspar in volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* **184**, 427-442.

Davis, G.R. & Tomasini . S. (2000), Isotopic disequilibrium during rapid crustal anatexis: implications for petrogenetic studies of magmatic processes. *Chemical Geology*, **162** 169–191.

DePaolo, D. (1981) Crustal growth and mantle evolution: inferences from models of element transport and Nd and Sr isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **44**, 1185-1196.

Didier, J. and Barbarin, B. Eds. (1991) Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology 3, Amsterdam, Elsevier.

Dodge, F.C.W. & Kistler, R.W. (1990). Some Additional Observations on Inclusions in the Granitic Rocks of the Sierra Nevada. *Journal of Geophysical Research* **17**, 841-848.

Doe, B. (1967) The bearing of Lead isotopes on the source of granitic magma. *Journal of Petrology*, **8**, 51-83.

Donaire, T.; Pascual, E.; Pin, C. & Duthou, J-L. (2005). Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **149**, 247-265.

Fernandez, A. & Barbarin, B. 1991. Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In Didier, J. and Barbarin, G. (eds) Enclaves and granite petrology. Elsevier, Amsterdam, 263-275.

Filipov, M. & Janasi, V.A. (2001). The Mauá granitic massif, Central Ribeira Belt, São Paulo: petrography, geochemistry and U-Pb dating. *Revista Brasileira de Geociências* **31**, 341-348

Harris, B.W.; Gass, I.G. & Hawkesworth, C.J. (1990). A geochemical approach to allochthonous terranes: a Pan-African case study. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A331**, 533-548.

Harris, N.; Ayres, M. & Massey, J. (1995) Geochemistry of granitic melts produced during incongruent melting of muscovite: Implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 15767-15777.

Heaman, L.M.; Erdmer, P.; & Owen, J.V. (2002). U-Pb geochronologic constraints on the crustal evolution of the Long Range Inlier, Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences* **39**, 845-865.

Hogan, J.P., and Sinha, A.K., 1991, The effect of accessory minerals on the distribution of lead isotopes during crustal anatexis: A model. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**, 335-348.

Holden, P.; Halliday, A.N. & Stephens, W.E. (1987). Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. *Nature* **330**, 53-56.

Holness, M.B.; Martin, V.M. & Pyle, D.M. (2005). Information about open-system magma chambers derived from textures in magmatic enclaves: the Kameni Islands, Santorini, Greece. *Geological Magazine* **142**, 637-649.

Janasi, V.A. & Ulbrich, H.H.G.J. 1992. Inventário bibliográfico de granitos do Estado de São Paulo. *Boletim IG-USP, Série Especial*, **11**, 253 p.

Janasi, V.A.; Andrade, S.; Ulbrich, H.H.G.J. (2005). A correção do drift instrumental em ICP-AES com espectrômetro seqüencial e análise de elementos maiores, menores e traços em rochas. *Boletim do IC-USP, Série Científica* **26**, 45-58.

Karsli, O.; Chen, B.; Uysal, I.; Aydin, F.; Wijbrans, J.R. & Kandemir, R. (2008). Elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of the most recent Quaternary volcanism in the Erzincan Basin, Eastern Turkey, framework for the evaluation of basalt-lower crust interaction. *Lithos* **106**, 55-70.

Liew, T.C.; Milisenda, C.C. & Hofmann, A.W. (1994). TPb isotopic discrimination of crustal domains within the high-grade basement of Sri Lanka. *Precambrian Research*, **66**, 111-121.

Ludwig, K.R. (1993). New isoplot version 2.2. Berkeley Geochronology Center, February, 2000.

Morais, S.M. 1995. *Granito Itapeti, SP: petrografia, litoquímica e tipologia do zircão*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, SP, 130 pp.

Michard, A.; Gurriet, P. Soundant, M. & Albared, F. (1985) Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external *vs* internal aspects of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**, 601-610.

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

Pin, C.; Binon, M. Belin, J.M; Barbarin, B. & Clemens, J.D. (1990). Origin of microgranular enclaves in granitoids: equivocal Sr-Nd evidence from Hercynian rocks in Massif Central (France). *Journal of Geophysical Research*, **95**, 17821-17828.

Ramos, F.C., Wolf, J.A. & Tollstrup, D. L. (2004). Measuring $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variations in minerals and groundmass from basalts using LA-MC-ICPMS. *Chemical Geology* **211**, 135-158.

Rollinson, H. (1993). Using Geochemical data: evaluation, presentation and interpretation. *Longman Geochemistry Series*, **1**, 344 p.

Schmidberger, S.S., Simonetti, A. & Francis, D. (2003). Small-scale Sr isotope investigation from peridotite xenoliths by laser ablation MC-ICP-MS – Implications for mantle metasomatism. *Chemical Geology* **199**, 317-329.

Simonetti, A.; Heaman, L.M.; Hartlaub, R.P.; Creaser, R. A.; MacHattie, T.G.; & Böhm, C. (2005). U-Pb zircon dating by laser ablation-MC-ICP-MS using a new multiple ion counting Faraday collector array. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* **20**, 677-686

Simon, J.L.; Reid, M.R. Young, E.D. (2007) Lead isotopes by LA-MC-ICPMS: Tracking the emergence of mantle signatures in an evolving silicic magma system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **71**, 2014-2035.

Steiger, R.H., and Jager, E., (1978). Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology: Earth and Planetary Science Letters, **36**, 359-362.

Tepley, F.J. III & Davidson, J.P. (2003). Mineral-scale Sr-isotope constraints on magma evolution and chamber dynamics in the Rum layered intrusion, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **145**, 628-641.

Tomascak, P.B., Krogstad, E.J. & Walker, R.J. (1996). Nature of the crust in Maine, USA: evidence from the Sebago batholiths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **125**, 45-59.

Waight, T.E., Maas, R.; Nicholls, I.A. - 2000 - Fingerprinting feldspar phenocrysts using crystal isotopic composition stratigraphy: implications for crystal transfer and magma mingling in S-type granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **139**, 227-239.

Wernick, E. & Galembeck, T.M.B. 1987. Evolução geotectônica durante o Proterozóico Superior no Estado de São Paulo: uma contribuição através da análise do magmatismo granitóide. *In: Simpósio Regional de Geologia*, 6, Rio Claro, SP. Atas, **1**: 191-204.

Zhang, H.; Zhong, Z.; Gao, S.; Zhang, B.; Zhang, L.; Hu, S.; & Hou, Q. (2008). Pb and Nd isotopic composition of the Jigongsan granite: constraints on crustal structure of Tongbaishan in the middle part of the Qinling-Tongbai-Dabie orogenic belt, Central China. *Lithos* **73**, 215-227.

PARTE II

CARACTERIZAÇÃO DO MAGMATISMO NEOPROTEROZÓICO NA REGIÃO SUDESTE DE SÃO PAULO

O presente capítulo se divide em duas partes. Na primeira são apresentadas informações de campo e petrografia detalhada de plútons graníticos do leste paulista e na segunda parte apresenta-se compilação contendo dados geoquímicos e isotópicos (rocha total e feldspato alcalino) obtidos em amostras representativas desses plútons. Contribui-se, assim, para o entendimento acerca da origem e evolução do magmatismo neoproterozóico no estado de São Paulo e, conseqüentemente, para a melhor compreensão dos estágios finais de evolução da Faixa Ribeira.

II-A CARACTERIZAÇÃO DO MAGMATISMO GRANÍTICO NEOPROTEROZÓICO NO LESTE DE SÃO PAULO

1. INTRODUÇÃO

Magmas graníticos podem ser gerados por diferenciação de magmas basálticos, fusão da crosta continental, e misturas de vários tipos entre magmas mantélicos e crustais. Existe certo consenso na literatura atual de que, na grande maioria dos casos, os magmas graníticos são produto de processos evolutivos complexos, que envolvem mais de uma fonte (Barbarin, 1999; Patiño-Douce, 1999). As ferramentas de estudo disponíveis têm permitido, contudo, decifrar esses processos e, em muitos casos, alcançar evidências satisfatórias sobre as fontes envolvidas na geração desses magmas.

A investigação dos processos genéticos e evolutivos de magmas graníticos envolve uma metodologia bem estabelecida, que se inicia com estudos de campo, seguidos de análises petrográficas, quimismo de minerais, geoquímica de rochas (elementos maiores, menores e traços) e isotopia, em especial dos isótopos radiogênicos de Sr e Nd.

Na região de Mogi das Cruzes, Estado de São Paulo, ocorrem plútons graníticos de composição diversa, muitos deles com bons afloramentos nos quais são encontradas relações estruturais de significado genético. Os inúmeros corpos graníticos aí expostos são de pequeno a médio porte e afloram num domínio geológico em forma de cunha, delimitado pelo encontro das Falhas de Cubatão, a sul, e Taxaquara-Guararema, a norte, que é aqui designado como "Bloco Mogi das Cruzes" (BMC), já que nessa região encontra-se o município homônimo, além de cidades como Diadema e Mauá (cf. Fig. 1).

Os maciços do BMC foram estudados apenas em levantamentos regionais (Alves, 1975; Theodorovicz, 1990; Motidome, 1992; Janasi & Ulbrich, 1992) e carecem de informações básicas como, geoquímica, petrografia e campo. As exceções são os maciços Itapeti e Mauá que foram alvo de estudos detalhados (Morais, 1995; Filipov & Janasi, 2001, respectivamente).

Através de estudos geoquímicos, geocronológicos e isotópicos procurou-se contribuir para a caracterização de alguns dos principais maciços graníticos constituintes do Bloco Mogi das Cruzes e outros maciços próximos, como Natividade da Serra e Serra do Quebra Cangalha.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Faixa Ribeira corresponde à porção central da "Província Mantiqueira" (Almeida et al., 1981), de evolução neoproterozóica. Na porção norte da província encontra-se a Faixa Araçuaí, que mostra direções estruturais predominantes NNE. Nas suas porções central (Faixa Ribeira) e sul (Faixa Dom Feliciano) as direções estruturais são predominantemente ENE. A Faixa Ribeira separa-se da Faixa Dom Feliciano por uma pequena área cratônica (Terreno Luís Alves), enquanto o seu limite com a Faixa Araçuaí é pobremente definido, sendo muitas vezes associado com uma inflexão das direções estruturais para NNE (Figura 1).

Uma porção ainda desconhecida dos afloramentos da Faixa Ribeira é constituída por embasamento com idades superiores a 2 Ga, que foi retrabalhado em graus variados no Neoproterozóico. A faixa é composta por diversos domínios tectonicamente limitados e de relações mútuas ainda incertas; em função disto, uma nomenclatura de "terrenos" tem sido

adotada pela maioria dos autores para descrever o seu arranjo. Dados isotópicos Sm-Nd recentes, e ainda escassos, sugerem que uma divisão maior pode ser reconhecida na Faixa Ribeira, correspondendo grosseiramente aos Terrenos Ocidental e Oriental de Heilbron et al. (1999). No Terreno Ocidental, que inclui os Terrenos Juiz de Fora, Embu e Apiaí de Campos Neto & Figueiredo (1995) (cf. Figura 1), as idades-modelo Sm-Nd são tipicamente de 2,0 Ga ou mais velhas (Reis Neto, 1994; Sato, 1998); no Terreno Oriental, que corresponde à Microplaca Serra do Mar de Campos Neto & Figueiredo (1995), idades-modelo Sm-Nd mais baixas (usualmente no intervalo 1,3-1,7 Ga) são observadas em metassedimentos (Fonseca, 1993; Sato, 1998; Picanço et al., 1998) e em granitos cálcio-alcalinos e peraluminosos (Sato, 1998; Tupinambá, 1999).

Os domínios geológicos correspondentes ao Terreno Ocidental na porção central da Faixa Ribeira, onde se situa a área aqui estudada, são atribuídos ao Domínio Embu (Janasi & Ulbrich, 1992), que se limita a sul com o Domínio Costeiro através da Falha de Cubatão e a norte com o Domínio São Roque (Figura 1).

O magmatismo granítico é feição conspícua ao longo de toda a Faixa Ribeira; a caracterização adequada e o entendimento do significado desse magmatismo é, portanto, parte fundamental de qualquer modelo evolutivo para a Faixa. Entre as diversas abordagens que têm sido adotadas por pesquisadores de diversas instituições brasileiras e estrangeiras, destacam-se os esforços para a definição da estratigrafia do magmatismo granítico (e.g., Hasui et al., 1978; Wernick & Galembeck, 1987; Janasi & Ulbrich, 1991; Machado et al., 1996; Machado & Demange, 1996; Wernick, 1998; Tupinambá, 1999) e para a compreensão dos processos petrológicos e tectônicos responsáveis pela geração desses magmas (Wernick et al., 1989; Leite, 1997; Tupinambá, 1999; Godoy et al., 1996).

A datação de granitos pelo método U-Pb tem se mostrado, em anos recentes, uma das ferramentas mais importantes para o entendimento da evolução geológica da Faixa Ribeira. Dadas as dificuldades para datação absoluta das rochas supracrustais, e os contatos freqüentemente tectônicos ou não expostos entre as diferentes seqüências supracrustais ou de embasamento, têm sido as idades dos granitos sin-orogênicos os principais marcadores dos eventos tectono- metamórficos registrados na Faixa.

Os primeiros dados U-Pb obtidos de maneira sistemática foram apresentados por pesquisadores alemães para granitóides e rochas de alto grau metamórfico do extremo NE da Faixa Ribeira, em trabalhos desenvolvidos em colaboração com equipe da UFRJ (e.g., Sölnner et al., 1987). As idades obtidas para a geração de batólitos graníticos cálcio-alcalinos, granitos peraluminosos "sin-colisionais" e para o metamorfismo principal se situaram entre 580 e 560 Ma; Campos Neto & Figueiredo (1995) utilizaram esses dados para caracterizar uma orogênese Neoproterozóica importante nesse segmento da Faixa Ribeira por eles designada "Rio Doce".

Um intervalo de idades essencialmente coincidente (590-565 Ma) foi identificado para o metamorfismo M1 na porção setentrional da Faixa Ribeira, na região oeste do Estado do Rio de Janeiro e áreas adjacentes em Minas Gerais (Machado et al., 1996). Esses autores caracterizaram ainda um segundo evento metamórfico (M2), restrito aos Domínios Costeiro e Paraíba do Sul (correspondentes ao Terreno Oriental de Heilbron et al., 1999), a 535-520 Ma.

Nas porções central e meridional da Faixa Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná, contudo, o período "sin-orogênico" tem sido datado em torno de 610-600 Ma, idade obtida em granitos cálcio-alcalinos potássicos que constituem o principal volume dos três principais batólitos presentes nos Domínios Embu e Apiaí (batólitos Agudos Grandes, Três Córregos e Cunhaporanga; Gimenez Filho et al., 2000; Janasi et al., 2001; Prazeres Filho, 2001). Não há indicações claras de eventos metamórficos importantes mais jovens que esse intervalo de idades; ao contrário, em muitos locais tem sido constatada a preservação de eventos metamórficos mais antigos, a ca. 780 Ma (cf. Vieira, 1996; S.R. Vlach, com. pessoal). Em contrapartida, na porção oriental do Domínio Costeiro no Estado de São Paulo, o padrão de idades observado, ainda bastante precário pelo pequeno número de idades U-Pb publicadas, parece semelhante ao identificado no Estado do Rio de Janeiro, com pico de metamorfismo e geração do principal volume de granitos a ca. 590 Ma (Dias Neto, 2001), e provável superimposição de um evento mais jovem a ca. 520 Ma (Janasi *et al.*, 2003).

Desse modo, os dados já existentes permitem identificar diversos eventos de metamorfismo e geração de granitos na Faixa Ribeira. A sua distribuição espacial e o seu significado tectônico carecem, ainda, de melhor caracterização.

2.1. O DOMÍNIO EMBU

Em termos litológicos, o Domínio Embu é constituído predominantemente por rochas supracrustais metamorfisadas em grau variável. Os trabalhos de Hasui e colaboradores realizados na região a oeste da cidade de São Paulo na década de 70 (Hasui, 1973; Hasui & Sadowski, 1976) distinguiram duas associações litológicas que foram denominadas Complexo Ectinítico Pilar do Sul, formado por rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico, e Complexo Migmatítico Embu, formado por xistos e gnaisses migmatíticos. Trabalhos posteriores reconheceram a extensão de rochas equivalentes na região do Vale do Paraíba, onde foram também identificados núcleos de embasamento de idade paleoproterozóica (e.g., Fernandes, 1991).

O regime metamórfico foi estudado por Vieira (1996), que estimou temperaturas da ordem de 600 a 770° C (geotermômetro granada-biotita) e pressões entre 5 e 6 kbar (geobarômetro GASP: granada-Al₂SiO₅-SiO₂-plagioclásio), coerentes com a estabilidade de sillimanita em rochas migmatíticas, para a região do Domínio Embu imediatamente a oeste da cidade de São Paulo.

O Domínio Embu é bastante heterogêneo, como mostrado por importante variação na distribuição das seqüências supracrustais, do grau metamórfico, e da tipologia do magmatismo granítico. Em vista disto, diversos autores têm proposto a sua compartimentação, embora o conjunto de dados disponível ainda não permita identificar claramente os limites tectônicos principais e o seu significado.

Um dos limites mais óbvios dentro do Domínio Embu é dado pela Falha de Taxaquara-Guararema na região a leste de São Paulo (Figura 1) que trunca claramente as estruturas NE-SW e separa blocos com conteúdo litológico e grau metamórfico distinto na região entre Mogi das Cruzes e Santa Isabel (cf. Alves, 1975; Theodorovitz et al., 1990; Motidome, 1992). O bloco situado entre as Falhas de Guararema e Cubatão, aqui designado Bloco Mogi das Cruzes (Figura 1), é formado por (cianita)-(granada)-mica-xistos e paragnaisses invadidos por diversas ocorrências graníticas, que geralmente são alongadas

de modo concordante com o padrão regional de orientação ENE. Os diversos maciços graníticos, com dimensões variando entre 8 e 140 km², são predominantemente de caráter peraluminoso, refletido na presença de muscovita modal em praticamente todas as variedades.

2.2. OS GRANITOS DO BLOCO MOGI DAS CRUZES

Os plútons graníticos aflorantes no Bloco Mogi das Cruzes são caracteristicamente subconcordantes com a orientação regional ENE, e têm dimensões médias em torno de 40-60 km².

Parecem ausentes os granitos caracteristicamente metaluminosos, portadores de hornblenda. Os termos mais máficos (com IC até 10) são os biotita granitos porfiríticos, constituintes principais dos maciços Mauá, Itapeti e Santa Catarina. Muscovita-biotita leucogranitos equigranulares são abundantes, e constituem ocorrências expressivas, como os maciços Natividade da Serra, a porção exterior do maciço Serra do Quebra Cangalha, além dos plútons Santa Branca, Guacuri e Mogi das Cruzes (Figura 1). As fácies mais diferenciadas são leucogranitos a turmalina e granada, que formam diversos corpos aplíticos-pegmatíticos intrusivos nos xistos regionais ou nos muscovita-biotita leucogranitos. Todas essas variedades podem estar presentes, em proporções variadas, nos maciços de maior porte, como Itapeti (Morais, 1995), Mauá (Theodorovicz et al., 1990; Filipov & Janasi, 2001) e Guacuri- Três Lagos (Wernick et al., 1985).

Embora sejam freqüentemente descritos como “sin-tectônicos” na literatura, em vista de suas formas alongadas, os maciços graníticos do Bloco Mogi das Cruzes mostram graus de deformação muito variados. Em alguns as rochas têm apenas foliação de estado magmático e mostram texturas e enclaves característicos de ambiente subvulcânico (e.g., Mauá, Mogi das Cruzes), enquanto outros têm aspecto gnáissico associado à intensa deformação de estado sólido (e.g., Itapeti).

Os resultados geocronológicos obtidos para os granitos do BMC são ainda preliminares. Com relação aos granitos pesquisados os dados disponíveis indicam cristalização a 588 ± 2 Ma para o granito Mauá (Filipov & Janasi, 2001, datação U-Pb em monazita) e 590 ± 12 Ma para o granito Mogi das Cruzes (Vlach, 2002, datação química em microsonda eletrônica). Novos dados obtidos por datação TIMS e química de cristais

de monazita do Granito Santa Branca apontam para idade aparentemente mais antiga do que aquela proposta por Janasi et al. (2003), posicionando o maciço no mesmo intervalo cronológico registrado para as demais ocorrências (~600 Ma).

3. GEOLOGIA E PETROGRAFIA DOS PLUTONS ESTUDADOS

3.1. GRANITO SANTA CATARINA

3.1.1 *Relações de campo*

O maciço alonga-se por cerca de 20 km na direção nordeste, estendendo-se desde a cidade de Biritiba Mirim até as adjacências de Salesópolis. Faz contato com metassedimentos do embasamento e, segundo Alves (1975), seu contato nordeste se dá gradativamente com o Granito Santa Branca. Aflora principalmente como blocos medianamente alterados e de tamanho variado, que se concentram, sobretudo, em sua porção leste.

O litotipo predominante (pontos E-69 e E-73; Figura 2) corresponde a um biotita granito inequigranular a porfirítico com cristais oclares de feldspato potássico de 1-2 cm. Exibe foliação de estado sólido desenhada pela orientação dos cristais de biotita e pelo estiramento dos megacristais oclares de feldspato potássico. Apresenta IC alto, se comparado aos demais granitos do BMC (entre 8 e 10), e dentre os minerais que o compõem chama atenção a riqueza em titanita, facilmente observada à vista desarmada e presente em praticamente todas as exposições visitadas.

Outra variedade, encontrada nos pontos E-65 e E-66, corresponde a uma variedade mais clara e de granulação sutilmente mais fina. Apresenta IC entre 6 e 7, confirmado em análises petrográficas de detalhe. Tal como na fácies predominante, apresenta foliação de estado sólido pronunciada e desenhada pelo alinhamento dos cristais de biotita e dos poucos cristais de feldspato oclares que contém. Somente associado ao litotipo mais claro observou-se a ocorrência de veios de rochas mais diferenciadas, equigranulares de composição mais pobre em minerais máficos e de foliação menos pronunciada (E-65). Observam-se também veios aplíticos associados a essa variedade (ponto E-67) que exibem foliação menos pronunciada em virtude de seu aspecto sacaroidal.

Foram observados enclaves micáceos alongados, com eixo maior disposto paralelamente à direção de foliação e composição bastante rica em biotita em ambas as variedades de granito (pontos E-65, E-67 e E-73).

3.1.2 *Susceptibilidade magnética*

Os valores de susceptibilidade magnética do granito Santa Catarina superam em muito os registrados para os demais maciços aqui estudados, sendo este um dos principais fatores distintivos entre este e o granito Santa Branca.

Tais valores apresentam ampla variação (K varia entre 2 e 25×10^{-3} SI). Aparentemente fatores como presença ou ausência de titanita macroscópica, ou abundância em biotita, não têm influência direta na magnitude da susceptibilidade medida, já que rochas com titanita abundante e visível a vista desarmada podem apresentar valores susceptibilidade muito altos (ponto E-65, 22×10^{-3} SI) ou baixos (ponto E-73, com $2,6 \times 10^{-3}$ SI). Por outro lado, valores baixos também foram registrados para as duas variedades que não apresentam titanita visível (E-66 e E-68). Não parece haver também correlação evidente entre a magnitude de SM medida e o posicionamento geográfico das rochas, pois foram registrados valores altos e baixos em amostras de afloramentos adjacentes (e.g., pontos E-65, $22,2 \times 10^{-3}$ SI e E-66, $4,4 \times 10^{-3}$ SI).

No ponto E-72 (Fig. 2), foram feitas medidas dos enclaves micáceos, que apresentaram valores de SM significativamente mais altos que os dos granitos hospedeiros ($>18 \times 10^{-3}$ SI).

3.1.3 *Análise petrográfica*

O tipo predominante (E-24, E-69, E-73) apresenta textura hipidiomórfica inequigranular a porfirítica média e coloração cinza escura. Tem foliação de estado sólido pronunciada desenhada pelo alinhamento das palhetas de biotita e dos cristais oclares de feldspato potássico. Influência de deformação superimposta é sugerida pela recristalização das porções mais quartzosas e pelo dobramento de algumas das palhetas de biotita.

Os cristais de plagioclásio, via de regra, apresentam geminação polissintética, sem feições indicativas de zoneamento composicional (teor de An ~20%). Exibem hábito alongado e se dispõem segundo direção aleatória e, portanto discordante da foliação definida pelas palhetas de biotita, o que reforça a idéia de que a deformação que se observa é de estado sólido. Os cristais de feldspato alcalino, em geral pertíticos, exibem, na maioria dos casos, geminação em grade (microclínio) e são também subidiomórficos, porém com hábito menos definido. Exibem inclusões arredondadas de quartzo e plagioclásio.

A mineralogia acessória dessa fácies contém em ordem decrescente de abundância: titanita como cristais grandes, perfazendo mais que 1% da moda da rocha, allanita metamítica (abundante principalmente nas seções E-6), minerais opacos (magnetita a julgar pelo hábito), apatita, epidoto e zircão. São freqüentes também intercrescimentos mirmequíticos e cristais de muscovita, ambos de origem pós-magmática.

A fácies mais clara e fina, amostrada no ponto E-65, apresenta textura inequigranular a porfirítica com foliação de estado sólido denunciada pelo estiramento dos bolsões granoblásticos formados por quartzo e feldspato. Contém menor porcentagem de biotita; no entanto a quantidade de cristais perfeitamente idiomórficos de titanita supera à observada nas demais variedades analisadas.

Foram analisados também um enclave gnáissico amostrado no ponto E-73 e o bandamento mais claro amostrado no ponto E-65. O enclave gnáissico apresenta mineralogia semelhante à da rocha hospedeira, e se diferenciam pelo maior teor de máficos, granulação fina e bandamento gnáissico irregular que segrega porções mais ricas em biotita e titanita de porções quartzo feldspáticas de textura granoblástica. Apresenta também cristais de clorita.

O bandamento mais claro, por sua vez, apresenta granulação mais grossa e textura alotriomórfica equigranular, apresenta menor porcentagem de biotita e muscovita de origem primária, não observada nas demais seções descritas.

Figura 2 - Faciologia do pluton Santa Catarina. a) Fácies predominante, biotita granito porfírico com foliação deformação acentuada denunciada pelo aspecto ocelar de fenocristais de feldspato alcalino; b) Fácies mais clara aflorante no extremo norte do maciço, notar granulação mais fina e concentrações mais claras (canto esquerdo superior); c) xenólito micáceo, contatos angulosos e composição calciosilicática; d) Estiramento e poligonização de bolsões quartzo-feldspáticos; e) Foliação de estado sólido desenhada pelo alinhamento das paletas de biotita e titanita idiomórfica, também orientada; f) Textura lepidogranoblástica do enclave metamórfico amostrado no ponto E73, notar fratura preenchida por material sericítico (canto superior direito) e cristal subidiomórfico de magnetita centro-sul da foto.

3.1. GRANITO SANTA BRANCA

3.2.1 Relações de campo

O maciço Santa Branca (Alves, 1975) possui forma irregular, alongando-se para N55-65E. Sua área é de aproximadamente 140 km², e está limitado a sul pelo falhamento Cubatão.

O granito apresenta como rochas encaixantes metassedimentos e ortognaisses que também ocorrem como xenólitos e *boudins* no interior do mesmo. Os metassedimentos se assemelham a filitos em virtude de sua granulometria fina, riqueza em muscovita e clivagem em folhas. Apresentam aspecto milonítico, porém não se observa lineação de estiramento. Os ortognaisses, por sua vez, apresentam-se muito alterados. Trata-se de granitos gnáissicos portadores de biotita e muscovita, com foliação muito pronunciada.

Os trabalhos realizados no maciço Santa Branca indicam que este apresenta zonamento composicional normal, com rochas aplíticas/pegmatíticas localizadas próximo ao eixo do maciço (pontos E-51, E-58) e rochas menos diferenciadas e mais deformadas ocorrendo em suas porções externas (E-22, E-55).

A rocha característica do maciço Santa Branca corresponde a um muscovita-biotita granito branco, equigranular médio, com IC entre 4 e 5 (pontos E-22, E-55, Fig. 3), que pode variar, em direção à borda norte, para fácies um pouco mais grossas (E-54)

Na porção central do maciço ocorrem com frequência corpos de uma variedade de granulação média a fina e coloração branca, com IC ~2, textura aplítica, praticamente isenta de biotita e com traços de turmalina (ponto E-50) ou turmalina + granada, além de abundante muscovita (ponto E-58).

Nas bordas sul e oeste do maciço foi observada fácies inequigranular, mais escura, com IC = 6-7, e foliação mais evidente (Pontos E-55 e 56). Em alguns locais (pontos E-23 e E-53), esse granito possui xenólitos de um biotita ortognaisse porfirítico. No ponto E-53 essa fácies encontra-se recortada por fraturas preenchidas por material hidrotermal de granulação fina, escuro e aspecto fosco, e se observa descoloração do granito nas paredes das fraturas.

3.2.2 Susceptibilidade magnética

Os valores de SM observados no maciço Santa Branca são invariavelmente baixos ($K = 0,06 - 0,10 \times 10^{-3}$ SI), mesmo nos granitos de borda, mais escuros. Esta característica é um forte contraste com o maciço Santa Catarina, que aflora em continuidade com o extremo W do maciço Santa Branca (Alves, 1975). O único valor de SM estranho aos já apresentados foi medido no ponto E-55 (-2×10^{-3} SI), nitidamente mais alto que os valores típicos do

granito Santa Branca, já próximo ao contato com o Santa Catarina, fato que indica anomalia da SM de natureza desconhecida, na borda do maciço.

3.2.3 *Análise petrográfica*

Granito exibe textura hipidiomórfica equigranular com foliação de estado sólido difusa desenhada por biotita e muscovita que se amolda aos contornos dos bolsões granoblásticos compostos por quartzo e feldspato, que se apresentam estirados e definem macroscopicamente a foliação. Nesses bolsões os cristais de quartzo apresentam poligonização e estiramento intensos, extinção ondulante e se alinham segundo a foliação descrita (Fig. 4).

Os cristais de feldspato alcalino exibem geminação em grade (microclínio) e na maioria dos casos apresentam inúmeras inclusões de plagioclásio e quartzo arredondados. O plagioclásio tem teor de An em torno de 18% em seus núcleos (oligoclásio) e, ao contrário dos cristais que ocorrem inclusos em feldspato potássico, é subidiomórfico. Seu zoneamento composicional é sugerido pela alteração diferencial (com núcleos mais saussuritizados e bordas límpidas) e pelas diferenças de birrefringência. Definem em algumas porções intercrescimentos pertíticos. Os cristais de quartzo definem arranjo em mosaico, possuem hábito poligonal e extinção ondulante.

A mineralogia acessória inclui cristais prismáticos de zircão e arredondados de monazita, cuja presença é detectada pela observação de halos pleocróicos em torno das inclusões em biotita (Fig. 4), titanita metamítica, além de pequenos cristais de apatita de hábito acicular e minerais opacos. A mineralogia secundária inclui epidoto, intercrescimentos mirmequíticos e cristais de muscovita que invadem descontinuidades dos cristais de plagioclásio ou preenchem porções intersticiais.

Uma das variedades, amostrada próximo à borda do maciço (E-53), apresenta composição semelhante, inclusive com allanita acessória, porém exibe granulação mais fina e foliação mais pronunciada que remete a um bandamento gnássico.

3.2. GRANITO ITAPETI

3.3.1 Relações de campo

O maciço Itapeti é fortemente alongado na direção N70E, na qual se estende por cerca de 30 km, por influência da Falha de Guararema. Ocupa área de aproximadamente 74 km². Os trabalhos de campo concentraram-se principalmente na borda sul-sudoeste do maciço, menos influenciada pela deformação associada à falha.

O litotipo predominante corresponde a um biotita granito com índice de cor (IC) ~ 10, porfirítico com megacristais oclares de feldspato potássico brancos de 1 a 2 cm em matriz de granulação média a grossa (Fig. 4a).

O aspecto oclar dos fenocristais de feldspato, bem como a orientação das palhetas de biotita, refletem foliação de estado sólido, que se superpôs a uma foliação de fluxo evidenciada pela orientação preferencial dos fenocristais de feldspato menos deformados.

Em todos os afloramentos visitados o granito é bastante homogêneo. A principal variação observada é a presença de inúmeros enclaves, que são mineralogicamente semelhantes, mas apresentam variações na composição, na forma, na textura e na susceptibilidade magnética (SM).

Todos os enclaves observados são de origem magmática, félsicos, com IC semelhante ao do granito hospedeiro, embora tenham, em geral, cor cinza-escuro devido à granulação mais fina. Em termos de composição, a única exceção mais evidente corresponde a um tipo de enclave hololeucocrático.

A morfologia predominante nos enclaves é subcircular a ovóide, com o eixo maior orientado ao longo da foliação. Em alguns casos, esses enclaves apresentam concentração preferencial de minerais máficos nas bordas, denunciando reação com o magma hospedeiro. O granito hospedeiro, por sua vez, tem maior concentração de minerais félsicos ao redor do enclave (Fig. 4a - Foto c). As bordas podem ser reentrantes, feição também indicativa de reação com o magma hospedeiro (Fig. 4a- Foto d). Mais rara é a ocorrência de enclaves tabulares, de contorno reto e paralelo à foliação.

Texturalmente os enclaves apresentam diversidade importante. Em geral, têm granulação mais fina que a do granito adjacente, e possuem xenocristais capturados que geralmente ocorrem orientados. Em alguns casos, os enclaves são de tal forma semelhantes

ao granito que sua identificação só se faz a partir de observação minuciosa (Figura 4 – Foto b).

Figura 3 - Faciologia e petrografia do pluton Santa Branca. a) e b) Fácies equigranular média a grossa com aspecto típico das rochas do maciço, estado- alterado comum na maioria das exposições; foliação de estado sólido bem desenvolvida; c) fácies equigranular grossa da borda NW do maciço, a despeito da alteração avançada nota-se aspecto menos deformado; d) Leucogranito de textura aplítica encontrada na porção central do plúton; e) Fotomicrografia da fácies predominante revela foliação desenhada pelas palhetas de biotita, allanita não é acessório mais comum, mas ocorre idiomórfica e zonada na amostra; f) Deformação também se verifica em bolsões quartzo-feldspáticos com formação de subgrãos e estiramento; g) riqueza em minerais acessórios fica evidente pelo númro de inclusões em biotita, comumente trata-se de monazita e zircão; h) cristal de monazita parcialmente incluído, aspecto “sujo” deve-se à alteração para mistura de allanita + mais epidoto.

A susceptibilidade magnética medida nos enclaves não segue padrão regular. No entanto, alguns dos enclaves finos apresentam valores de SM muito superiores aos do granito hospedeiro (valores de K entre 2 e 23×10^{-3} SI em enclaves nos pontos E-35 e E-38; o valor mais alto de um enclave tabular).

A despeito de sua semelhança textural e composicional, os enclaves foram inicialmente agrupados da seguinte maneira:

Enclaves finos cinza-escuros com megacristais capturados: têm composição granítica e granulometria sensivelmente mais fina que a do granito que os circunda. Normalmente, apresentam morfologia ovóide alongada, mas podem ter reentrâncias e, mais raramente, apresentar contatos retos, em forma de dique. Em alguns casos, formam enxames, nos quais o espaço entre os enclaves é ocupado por granito mais félsico (Fig. 4a - Foto e). São os únicos a apresentar valores de SM elevados, embora em muitos casos tenham SM igual a do granito hospedeiro.

Enclaves inequigranulares médios: possuem coloração cinza-média, semelhante à do granito. Distinguem-se do granito hospedeiro pela ausência ou pequena quantidade de megacristais de feldspato alcalino, que parecem corresponder a xenocristais.

Enclaves hololeucocráticos: corresponde a um tipo raro de enclave branco, hololeucocrático, portador de epidoto, de forma arredondada e sem evidências de reação com a rocha hospedeira.

3.3.2 *Susceptibilidade Magnética*

Granito predominante apresenta valores baixos de susceptibilidade magnética (SM), com $K = 0,25$ a $0,86 \times 10^{-3}$ SI, que denunciam seu caráter paramagnético, pobre em magnetita. A despeito do restrito intervalo da SM, a distribuição dos valores exhibe tendência de aumento para S.

A susceptibilidade magnética medida nos enclaves, também não segue padrão regular. No entanto, alguns dos enclaves finos apresentam valores de SM muito superiores aos do granito hospedeiro (valores de K entre 15 e 23×10^{-3} SI em enclaves nos pontos E-35 e E-38).

3.3.3 *Análise Petrográfica*

O litotipo predominante é um monzogranito branco de textura hipidiomórfica inequigranular a porfirítica. A fácies porfirítica (E-38A) exhibe cristais de feldspato alcalino de até 1 cm, enquanto que as variedades inequigranulares (E-36A) exibem cristais de dimensões máximas em torno de 5 mm. Todas as seções descritas apresentam textura ígnea preservada, no entanto microgranulação intersticial, poligonização e extinção ondulante dos cristais de quartzo sugerem influência de deformação de estado sólido. A mineralogia essencial compreende quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio (An 19) e biotita, que apresenta coloração sistematicamente verde. Dentre os minerais acessórios destacam-se titanita, allanita e minerais opacos. Os minerais de origem pós-magmática são epidoto e muscovita. Em praticamente todas as amostras ocorre titanita idiomórfica associada principalmente a minerais opacos e biotita. São freqüentes também os intercrescimentos mirmequíticos.

Descreveu-se enclave granítico mais fino (E-36B), que ocorre subordinadamente, de mineralogia essencial semelhante à anteriormente descrita, exceto pelas maiores quantidades de titanita e epidoto observadas. A textura é hipidiomórfica inequigranular fina e as palhetas de biotita orientam-se segundo foliação, provavelmente de estado sólido a julgar pela aleatoriedade da orientação dos cristais alongados de plagioclásio. A seção representativa dos enclaves microgranulares que aí ocorrem (E-38C) apresenta mineralogia idêntica à do granito predominante, porém para estes as feições indicativas de deformação são ainda mais evidentes, já que os xenocristais apresentam-se poligonizados, e extinção ondulante é exibida em xenocristais de quartzo. A granulação intersticial é muito mais fina que a observada para os demais enclaves.

Tal como observado na petrografia macroscópica, ocorrem xenocristais de plagioclásio e quartzo cujas terminações exibem feições indicativas de reação com o material componente da matriz (serrilhamento, reentrâncias e birrefringência diferenciada), no entanto o hábito alongado dos cristais de plagioclásio encontra-se preservado.

Figura 4a - Feições de campo do pluton Itapeti. a) Aspecto geral do biotita granito porfíritico com megacristais oclares de feldspato potássico; b) Enclave circular com textura e composição semelhantes às do granito hospedeiro, distinguível apenas pela pequena proporção de megacristais de feldspato, notar mancha mais escura em sua porção central, semelhante aos enclaves mais escuros; c) Enclave cinza escuro, arredondado com contorno delineado por concentração de minerais máficos. Notar maior concentração de félsicos no granito do entorno do enclave; d) Enclave com borda corrugada sugerindo pillowing e reação com o granito hospedeiro, novamente há maior concentração de minerais máficos no entorno do enclave; e) Enxame de enclaves arredondados com concentração de minerais félsicos nos contatos entre os mesmos.

Figura 4b -Fotomicrografias de enclaves e granitos do pluton Itapeti. a) Biotita é o máfico predominante e ocorre associada a cristais xenomórficos de titanita e idiomórficos de allanita zonada; b) Associação de biotita e titanita em detalhe; c) Textura ocelar fica evidente nos contornos arredondados de feldspato potássico e poligonização intensa de material intersticial; d) Textura inequigranular hipidiomórfica de enclave, notar tamanho levemente superior de cristais subidiomórficos de pagioclásio e textura alotriomórfica da matriz; e) Cristal arredondado de quartzo, caráter xenocristalino denunciado pelo tamanho destacado e presença de deformação de estado sólido não observada na matriz.

3.3. GRANITO MAUÁ

3.4.1 Relações de campo

Com cerca de 45 km², o maciço Mauá (Coutinho, 1972; Theodorovicz et al., 1990) tem forma bastante alongada na direção N45 por (22 km x 2-3 km).

O tipo petrográfico predominante corresponde a um biotita granito de textura inequigranular a porfirítica, com megacristais de feldspato potássico de 1 a 1,5 cm, e IC de aproximadamente 8 (Fig. 5a). Uma variedade mais clara (IC ~4-5), porém texturalmente semelhante, é de ocorrência restrita (Fig. 5b). A susceptibilidade magnética é sempre baixa, e homogênea ($K \sim 0,2 \times 10^{-3}$ SI), tanto nos granitos como nos enclaves.

Em praticamente todos os afloramentos visitados a rocha apresenta heterogeneidade marcante. Ocorrem enclaves de tipologia diversa, bandamentos e manchamentos. O bandamento magmático tem geralmente orientação subvertical, e é marcado pela alternância de bandas irregulares (que chegam por vezes a formar manchas ovoidais) onde se concentram ora minerais máficos (schlieren) ora fenocristais de feldspatos.

Os enclaves mais comuns são microgranulares e de composição granítica. Apresentam IC variável, mas em geral baixo, devendo sua coloração escura à granulometria mais fina que a do granito hospedeiro. Outro tipo de enclave ígneo parece corresponder a cumulos, por ocorrer como corpos tabulares com forte bandamento magmático (Fig. 5d; amostra Mau-22b).

Enclaves metamórficos são geralmente menores, de morfologia ovalada, sem indícios de reação com o hospedeiro; apresentam granulação fina, foliação muito pronunciada e composição de um biotita-gnaiss.

Os enclaves microgranulares podem ser ainda separados segundo as variedades descritas abaixo:

Enclaves graníticos cinza-médio: tipo mais abundante de enclaves do maciço. Possuem composição semelhante à do granito, porém sua textura é bastante diferente, pois apresentam granulação fina e ausência de fenocristais. Quase sempre se observam pequenas concentrações biotíticas dispersas que lhes conferem aspecto “mosqueado”. No granito hospedeiro, é possível reconhecer uma concentração preferencial de megacristais de feldspato cuja orientação, grosso modo, segue os contornos desses enclaves.

Enclaves graníticos cinza-escuros: apresentam coloração mais escura do que o anterior e, assim como eles, apresentam granulometria mais fina que a do granito. Exibem abundantes de xenocristais de feldspato capturados, que possuem orientação semelhante à dos fenocristais do granito. Em um dos pontos observou-se rompimento de um desses enclaves por cisalhamento com componente lateral direita (Fig. 5e; ponto MAU-30).

Enclaves graníticos brancos: de ocorrência restrita (amostra MAU-25c) e forma arredondada, possuem IC mais baixo (-4) e granulometria um pouco mais fina que a do granito hospedeiro. Assemelham-se em coloração e textura à variedade mais clara do granito (amostra MAU-25b)

3.4.2 *Susceptibilidade magnética*

Os valores de SM medidos nas rochas predominantes do maciço são invariavelmente baixos (intervalo 0,13 a 0,23 x 10⁻³ SI), porém superiores aos observados no maciço Mogi das Cruzes (ver adiante). Apenas uma amostra do termo mais diferenciado presente na metade sul ocidental do maciço apresenta valores fora do intervalo supramencionado (0,08 x 10⁻³SI - ponto MAU-9)

A despeito da proximidade dos valores, pode-se observar um padrão de distribuição geográfica com valores mais altos ocorrendo no extremo NE do maciço e valores mais baixos restritos à porção mapeada por Filipov & Janasi (2001).

3.4.3 *Análise petrográfica*

Amostras do biotita granito porfirítico típico da porção NE do granito Mauá (pontos MAU-29 e MAU-30, aflorantes nas porções de borda do maciço) apresentam textura ígnea hipidiomórfica inequigranular porfirítica preservada.

Os cristais de plagioclásio apresentam teores de An variáveis entre 18 e 25%; têm hábito tabular, mas com vértices arredondados e em algumas seções chegam a 4 mm (MAU-30). Os cristais de feldspato alcalino apresentam-se xenomórficos (à exceção dos fenocristais) e apresentam algumas inclusões de plagioclásio e quartzo. Em alguns casos, mostram substituição local por sericita. Também ocorrem como megacristais idiomórficos ricos em inclusões arredondadas de quartzo, plagioclásio e biotita mais clara que a observada na matriz.

O quartzo ocorre como inclusões ou disseminado, exibe extinção ondulante e poligonização indicativas de deformação, também evidenciada pelo estiramento dos bolsões granoblásticos e pela orientação dos cristais de biotita. Esta última tem cor castanho, por vezes com tons esverdeados, que contrastam com o observado na porção central do maciço, onde Filipov & Janasi (2001) descrevem termos menos deformados nos quais a biotita alinha-se segundo foliação de fluxo e exibe coloração castanho-avermelhada.

Entre os minerais acessórios destacam-se titanita, allanita, apatita e, ocasionalmente, turmalina. Muscovita e epidoto exibem relações texturais indicativas de origem pós-magmática.

Figura 5 - Geologia e petrografia do pluton Mauá. a) fácies predominante, biotita granito porfirítico com foliação de fluxo proeminente; b) comparação entre a fácies predominante e litotipo mais claro de textura equigranular; mais clara encontrada em diversos pontos; c) xenólito micáceo, contatos angulosos e composição essencialmente feldspato-biotítica; d) Bandamento composicional marcado por alternância entre porções ricas em biotita e porções essencialmente quartzo-feldspáticas; e) Enclave microgranítico de coloração muito escura e xenocristas oclares de feldspato alcalino, deformação dúctil-rúptil evidenciada pelo contato entre as duas porções deslocadas por falha; f) Enclave microgranítico de granulação mais grossa que a anterior e maior preservação dos hábitos originais de xenocristas de feldspato alcalino; g) aspecto geral da textura do litotipo predominante, mostrando natureza hipidiomórfica média com deformação de estado sólida superimposta, tal como sugerido pela presença de material intersticial microgranular; h) cristais subidiomórficos de biotita com inúmeros halos pleocróicos indicativos de inclusão de minerais acessórios. i e j) cristais de allanita e hábitos mais frequentes, em i) hábito prismático longo, com zoneamento composicional evidente e metamictização avançada, em j) cristal xenomórfico parcialmente epidotizado.

O granito mais claro MAU-25b apresenta matriz de granulação sensivelmente mais grossa, o que lhe confere aspecto inequigranular, porém não porfirítico. Sua mineralogia é essencialmente a mesma da variedade supradescrita; no entanto, chama atenção a menor abundância em biotita, que tem coloração sutilmente mais escura.

Destaca-se também a ocorrência de cristais de muscovita mais abundantes que na variedade anterior, e em parte aparentemente primária. As feições de deformação, apesar de ainda presentes, são menos pronunciadas.

Os enclaves micrograníticos exibem composição idêntica à da variedade predominante do granito. Os cristais de biotita definem foliação pouco proeminente e localmente concentram-se em bolsões conferindo aspecto manchado à amostra. São observados cristais ocelares de quartzo e plagioclásio em cujas bordas é possível reconhecer feições indicativas de desequilíbrio, como reentrâncias.

Apresentam como minerais acessórios apatita, turmalina, epidoto e alguns poucos minerais opacos

O enclave granítico branco (MAU-25C) apresenta textura alotriomórfica inequigranular e mineralogia bastante semelhante à da fácies do núcleo do maciço (MAU-25A) exceto pela menor porcentagem de biotita e maior riqueza em muscovita observadas.

O enclave cumulático MAU-22b apresenta foliação de fluxo sugerida pela orientação preferencial dos fenocristais de plagioclásio e pelo alinhamento das palhetas de biotita. Sua textura remete à foliação gnáissica em virtude do bandamento bem marcado. No entanto, não se observam feições indicativas de deformação de estado sólido.

3.1. GRANITO MOGI DAS CRUZES

3.5.1 Feições de campo

Pequena ocorrência com forma circular, cerca de 8 km², algo alongada segundo a direção N40E, situada na área urbana a SW da cidade de Mogi das Cruzes. As exposições ocorrem principalmente em pequenas pedreiras ativas e abandonadas, além de cortes em estradas na área urbana de Mogi das Cruzes e intrude mica-xistos com intercalações de gnaisses. É tipicamente maciço ou com foliação de fluxo pouco proeminente, em geral

subvertical e definida pela orientação dos cristais maiores e dos enclaves de morfologia alongada.

A fácies predominante corresponde a um biotita granito branco portador de muscovita (IC ~6), com alguns cristais maiores de feldspato potássico tabulares que podem alcançar até 1,5 cm, dando à rocha aspecto inequigranular ou até porfirítico. Observa-se foliação de fluxo pouco proeminente definida pela orientação dos cristais maiores e dos enclaves de morfologia alongada.

Figura 6 - Geologia e petrografia do pluton Mogi das Cruzes. a) fácies predominante, biotita muscovita granito inequigranular ; b) enclave duplo com enclave externo semelhante aos predominantes no maciço, xenocristais abundantes e coloração cinza clara; abriga variedade de enclave mais fina e escura, de origem incerta; c) cristal de biotita com inúmeros halos pleocróicos e cristais de monazita bem preservados; d) Textura geral inequigranular hipidiomórfica, alteração é feição frequente em cristais de plagiocásio; e) Cristal de granada encontrado na variedade de granito mais clara.

As heterogeneidades observadas no maciço correspondem principalmente a manchamentos félsicos e diferentes tipos de enclaves. Os enclaves observados são de origem magmática (enclaves cinza-médios e escuros pontos E-39 e E-40) e metamórfica (E-25).

Duas hipóteses podem explicar o enclave “duplo” observado no ponto E-39: a associação pode evidenciar que os enclaves mais claros são produtos da interação do magma hospedeiro com material mais máfico, representado pelos enclaves cinza-escuros; ou estes podem ser relictos de xenólitos não completamente assimilados e corresponderia, portanto a relictos. A impossibilidade de amostragem não permite a escolha de uma ou outra hipótese, no entanto, associações semelhantes são também observadas para os enclaves do plúton Mauá, com dados discutidos na Parte III da tese.

3.5.2 Susceptibilidade magnéticas

Os valores de SM medidos não permitem a sugestão de qualquer padrão de variação. No entanto, estão muito abaixo do observado para a maioria dos maciços estudados ($0,05$ a $0,09 \times 10^{-3}$ SI), exceto o maciço Santa Branca, que apresenta valores de SM bastante similares ao do presente maciço.

3.5.3 Análise petrográfica

A amostra do núcleo do corpo granítico (E-40A) apresenta textura ígnea preservada (não são identificadas feições indicativas de deformação). Consiste em biotita granito equigranular, hipidiomórfico. Os cristais de biotita encontram-se incrustados de inclusões de zircão/monazita. A mineralogia acessória inclui cristais de apatita acicular, pequenos cristais de granada, além dos já citados monazita e zircão. A mineralogia secundária compõe-se de muscovita e carbonato.

A amostra da porção norte do maciço (E-39) apresenta feições indicativas de recristalização sugerida pela poligonização dos cristais de quartzo e sua extinção ondulante. Os cristais de plagioclásio apresentam-se idiomórficos e têm seus núcleos intensamente alterados (principalmente para muscovita) e bordas límpidas. O teor de anortita estimado na porção de núcleo dos cristais é de 20%. O microclínio é comumente pertítico, e possui inclusões de quartzo e plagioclásio arredondados. São observados ainda vários

intercrescimentos mirmequíticos. Apresenta mineralogia essencial semelhante à da amostra E-40, no entanto, chama atenção a riqueza em turmalina. A amostra (E-40E) que representa um bandamento mais grosso e mais claro que ocorre associado ao granito predominante; é composto essencialmente por plagioclásio zonado, quartzo e feldspato alcalino e contém quantidades subordinadas de muscovita primária e biotita. Exibe textura alotriomórfica inequigranular. Dentre os minerais que compõem sua mineralogia acessória destacam-se turmalina, apatita e granada.

Além das diferenças texturais observadas entre as variedades de núcleo e borda do maciço, observa-se também variação no padrão de coloração dos cristais de biotita que nas amostras do núcleo apresentam-se com coloração castanha mais clara e com pleocroísmo menos acentuado.

Dentre as amostras das variedades supradescritas são observadas ocorrências isoladas de rochas aplíticas (E-40C) e pegmatíticas (E-40D), ambos de mineralogia mais rica em feldspato e plagioclásio e mineralogia acessória bastante semelhante à observada para as rochas predominantes.

4. OUTROS GRANITOS DO LESTE PAULISTA

4.1. *GRANITO SABAÚNA*

Maciço com área de aproximadamente 40 km², alongado segundo N70E. Constitui-se principalmente por Biotita granito foliado, de granulação média a grossa, equigranular de cor cinza claro. Em campo observou-se litotipo semelhante ao descrito acima, salvo a presença de megacristais de feldspato alcalino (amostra E-00-26). Aflora como matacões pequenos e muito alterados.

Figura 7 - Fotomicrografias do granito Sabaúna. a) Foliação de estado sólido desenhada pelo alinhamento de cristais de biotita; b) Mineralogia inclui zircão e apatita, mais facilmente observados quando incluso em biotita; c) e d) Microgranulação e recristalização, resultados de deformação pronunciada

4.2. GRANITO GUACURI

Maciço aflorante na borda sul da bacia de São Paulo. Apresenta forma aproximadamente losangular, alongando-se para N40, possui área de 14 km². Os litotipos predominantes são Muscovita-biotita granito cinza claro (amostra E-00-31B), inequigranular grosso. Apresenta enclaves de terminações difusas compostas por variedade mais máfica.

Na porção central do pluton ocorrem muscovita-biotita granitos com turmalina, de textura inequigranular grossa e foliação determinada por biotita e muscovitae ainda biotita granitosinequigranular grossos rico em *schlieren* e xenólitos micáceos.

4.3. GRANITO LAGOINHA

O maciço é bastante alongado segundo N55E (55 km). A SW uma reentrância de encaixantes chega à parte central do maciço, separando granito típico porfirítico (Fig. 9) de sua fácies equigranular. Na faixa a norte os granitos são homogêneos, cinza escuros com megacristais de feldspato alcalino, localmente oclares. A oeste os granitos gradam para variedade equigranular fina, cinza-clara, maciço ou com leve orientação.

4.4. BATÓLITO NATIVIDADE DA SERRA

O batólito Natividade da Serra é uma das mais expressivas ocorrências de granito do leste paulista, singular por ser constituída quase que em sua totalidade por granitos peraluminosos. Suas bordas e sua porção oriental são formados por biotita granitos foliados porfiríticos com megacristais de feldspato alcalino. Em sua porção central constitui-se de

um biotita-muscovita granito cinza claro, fino a médio e heterogêneo, com textura levemente orientada. Os principais pontos de observação estão em vários perfis transversais cortados por rodovias estaduais entre São Luís do Paraitinga e Ubatuba e entre Cunha e Parati.

A sul de Cunha foi amostrado o afloramento E-00-13, onde predomina (turmalina)-muscovita-biotita granito porfirítico (IC= 8 -10) com intercalações de bandas centimétricas a decimétricas de uma variedade mais clara equigranular. A sul de São Luís do Paraitinga, foram observados: biotita granito porfirítico cinza, com enclaves de rocha máfica rica em hornblenda e de biotita gnaiss (E-00-19), muscovita-biotita granito porfirítico similar a E-00-13 (afloramento E-00-17) e muscovita-biotita leucogranito equigranular branco (E-00-18) com IC= 5-6.

4.5. *BATÓLITO SERRA DO QUEBRA CANGALHA*

O batólito Serra do Quebra Cangalha é outra expressiva ocorrência (60 x 5 km) dominada por granitos a duas micas. A variedade predominante é, segundo a literatura (cf. sumário em Janasi & Ulbrich, 1992), um muscovita-biotita granodiorito, com variações modais para granito e tonalito, de textura inequigranular média a grossa levemente foliada.

Foram estudados em campo três afloramentos do batólito, todos eles a sul de Guaratinguetá (Figura 1). A fácies predominante, um muscovita-biotita leucogranito inequigranular médio a grosso branco foliado, foi amostrada nos pontos E-00-7 e E-00-8. A sul observa-se (muscovita)-biotita granito porfiróide grosso mais escuro e com foliação um pouco mais destacada (E-00-9).

II-B - CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICO-ISOTÓPICA DO MAGMATISMO GRANÍTICO DO LESTE PAULISTA

1. GEOCRONOLOGIA U-Pb

O acervo de dados geocronológicos disponível para o magmatismo granítico do leste paulista é ainda escasso e limitado às ocorrências portadoras de monazita, mineral alvo de análises TIMS e EPMA por Janasi *et al.* (2003) e Vlach *et al.* (2002), cujos resultados são apresentados em conjunto com os dados obtidos no presente trabalho.

A fim de completar o quadro de idades atual, cristais de zircão de amostras de biotita granitos foram analisados via MC-ICP-MS acoplado a um sistema *laser ablation*. As análises foram realizadas junto à Radiogenic Isotope Facility (RIF), Universidade de Alberta, Edmonton, Canadá. Além desses, novas idades TIMS foram obtidas em cristais de monazita dos plútons Serra do Quebra Cangalha, Santa Branca e Guacuri, sendo as duas primeiras realizadas no CEPEGEO e a amostra de Guacuri na RIF. Detalhes acerca dos procedimentos analíticos são apresentados na primeira parte da tese.

Um grupo de 20 a 60 cristais de zircão foi separado para cada uma das amostras representativas dos plútons Santa Catarina, Itapeti, Sabaúna e Lagoinha. Os cristais, montados em resina epoxy, foram polidos e analisados via MC-ICP-MS, com claras vantagens quanto à individualização de domínios magmáticos e herdados e o volume de análises possível em um dia de trabalho.

Os cristais apresentam hábito prismático curto, com zoneamento magmático preservado. Em alguns casos núcleos herdados são evidentes e exibem hábitos e zoneamento difusos, seguidos por sobrecrecimentos magmáticos de tamanho variável e zoneamento menos regular do que o mostrado por cristais inteiramente magmáticos. A seguir apresentam-se as idades obtidas para cada plúton.

1.1. PLÚTON ITAPETI

Cerca de 50 análises foram realizadas em cristais de zircão de uma amostra de biotita granito porfirítico típico (E38). Os cristais apresentam hábito prismático, razão 3:2, com

tamanho médio de 200 μm ; o zoneamento é geralmente pouco evidente e irregular, à exceção de alguns poucos cristais que exibem zoneamento concêntrico paralelo às faces. Em alguns deles observam-se mudanças nos padrões de zoneamento e intensificação do fraturamento nas bordas, que associados à variação na intensidade de cor das imagens para tons mais claros, sugerem maiores concentrações de elementos de alto peso molecular, como U ou Th nas bordas (Fowler, 2002).

São identificados ainda núcleos claramente herdados, evidenciados pela mudança abrupta no padrão de zoneamento, que passa de difuso na porção magmática a inexistente no núcleo, e pela forma arredondada de seus contornos. Em imagens de elétrons retroespalhados (BSE) a porção de núcleo dá a impressão de relevo deprimido provavelmente como reflexo da química distinta em relação ao sobrecrecimento magmático.

A maioria dos *spots* resultou em idades fortemente discordantes ($\sim 15\%$), com idade discórdia calculada em 611 ± 13 Ma (MSWD=3). Seguindo a metodologia sugerida por Küster *et al.* (2008) e Williams *et al.* (2009), foram separados apenas os dados com discordância associada por volta de 5% (sete cristais) e para estes calculou-se a idade Concórdia de 588.1 ± 7.7 Ma (MSWD = 1,8; erro baseado em 2σ , Fig. 1), portanto, com erro e MSDW associados mais baixos que o determinado pela regressão através dos pontos discordantes.

Todos os pontos obtidos para a amostra são apresentados no Anexo II, enquanto os dados utilizados para cálculo da idade concórdia são apresentados em conjunto para todos os plutons na Tabela 1. A Figura 1 apresenta o diagrama Concórdia e as imagens de elétrons retroespalhados dos pontos utilizados para sua construção.

Adicionalmente, três cristais com núcleos herdados forneceram idades mais antigas, porém com discordâncias associadas elevadas (18 a 36%). Dois deles apresentam idade em torno de 1100 Ma (erros ~ 40 Ma). Um terceiro cristal apresenta idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em torno de 1400 ± 88 Ma e o ancoramento à idade Concórdia resulta em idade de intercepto superior de 1776 ± 46 Ma.

Tabela 1 - Dados U-Pb de cristais de zircão utilizados nos cálculos de idades de cristalização

Grain ID	Common Baseados em 1s error			Atomic Ratio			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s error	rho	206Pb/238U		207Pb/235U		207Pb/206Pb		% Disc
	Lead	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s error	AGE (Ma)				error	AGE (Ma)	error	AGE (Ma)	error		
Sabaúna pluton																
E-26-2	2088	0.80909	0.03904	0.09849	0.00470	0.06072	0.00074	0.968	605.5	27.5	601.9	21.7	629.3	26.2	4.0	
E-26-4	1856	0.81472	0.02771	0.09910	0.00331	0.06024	0.00072	0.938	609.1	19.4	605.1	15.4	612.3	25.7	0.5	
E-26-6	0	0.82222	0.02979	0.09663	0.00327	0.06131	0.00101	0.892	594.6	19.2	609.3	16.5	650.3	35.2	9.0	
E-26-22	4516	0.81630	0.02663	0.09883	0.00318	0.06003	0.00069	0.937	607.6	18.6	606.0	14.8	604.7	24.8	-0.5	
E-26-23	19624	0.83475	0.03117	0.10144	0.00341	0.06094	0.00117	0.860	622.9	19.9	616.2	17.1	637.2	41.2	2.4	
E-26-33	93	0.82773	0.03632	0.09547	0.00396	0.06366	0.00111	0.918	587.8	23.3	612.3	20.0	730.4	36.9	20.4	
E-26-34	881	0.87575	0.06329	0.09479	0.00633	0.06218	0.00183	0.914	583.8	37.2	638.7	33.7	680.4	62.7	14.8	
E-26-41	2969	0.80816	0.02970	0.09489	0.00338	0.06255	0.00085	0.930	584.4	19.9	601.4	16.5	692.8	28.9	16.4	
E-26-42	1392	0.80539	0.02966	0.09482	0.00338	0.06238	0.00085	0.930	584.0	19.9	599.9	16.5	687.1	29.0	15.7	
Itapeti pluton																
E38-3	3	0.80279	0.03704	0.09688	0.00430	0.06044	0.00096	0.939	596.1	25.2	598.4	20.6	619.4	34.5	3.9	
E38-6	0	0.78513	0.03983	0.09580	0.00475	0.05949	0.00088	0.957	589.7	27.9	588.4	22.4	585.2	32.1	-0.8	
E38-7	0	0.77438	0.03423	0.09398	0.00404	0.05962	0.00086	0.946	579.0	23.7	582.3	19.4	589.9	31.3	1.9	
E38-37	0	0.78697	0.03963	0.09618	0.00438	0.05908	0.00140	0.883	592.0	25.7	589.5	22.3	570.1	51.5	-4.0	
E38-38	0	0.77120	0.03691	0.09367	0.00420	0.05999	0.00117	0.913	577.2	24.7	580.5	20.9	603.2	42.3	4.5	
E38-39	0	0.77935	0.03677	0.09429	0.00432	0.06008	0.00091	0.948	580.9	25.4	585.1	20.8	606.3	32.6	4.4	
E38-40	0	0.77484	0.03577	0.09344	0.00409	0.06053	0.00107	0.925	575.8	24.1	582.5	20.3	622.5	38.0	7.8	
E38-8	232	1.24746	0.06561	0.11888	0.00599	0.07656	0.00138	0.940	724.1	34.4	822.3	29.2	1109.7	36.0	36.7	
E38-11	0	0.86257	0.05632	0.09875	0.00588	0.06315	0.00180	0.900	607.1	34.4	631.5	30.2	713.4	60.6	15.6	
E38-18	36	0.86267	0.04141	0.09775	0.00450	0.06370	0.00107	0.936	601.2	26.4	631.6	22.3	731.8	35.7	18.7	
E38-24	1127	0.87898	0.04587	0.10012	0.00475	0.06674	0.00159	0.890	615.1	27.8	640.4	24.5	829.8	49.7	27.1	
E38-26	15	1.38121	0.06954	0.12886	0.00596	0.07815	0.00173	0.898	781.3	34.0	881.0	29.2	1150.8	44.1	34.1	
Lagoinha pluton																
E11-17	644	0.74545	0.03070	0.09197532	0.002992	0.05894	0.00160	0.753	567.2	17.6	565.6	17.7	564.7	59.1	-0.5	
E11-18	190	0.75421	0.04173	0.092188583	0.003167	0.05910	0.00263	0.595	568.5	18.7	570.7	23.9	570.8	96.8	0.4	
E11-21	229	0.79167	0.02785	0.096523549	0.003268	0.05955	0.00082	0.920	594.0	19.2	592.1	15.7	587.3	30.0	-1.2	
E11-38	11	0.74708	0.02676	0.091262421	0.003094	0.05943	0.00091	0.905	563.0	18.2	566.5	15.4	582.9	33.2	3.6	
E11-40	18	0.79716	0.03587	0.097058397	0.004094	0.06012	0.00112	0.911	597.1	24.0	595.2	20.1	608.0	40.2	1.9	
E11-3	51	0.79659	0.02794	0.096249257	0.003222	0.06019	0.00087	0.912	592.4	18.9	594.9	15.7	610.3	31.3	3.1	
E11-28	28	0.76955	0.02889	0.094013983	0.003146	0.05952	0.00117	0.852	579.2	18.5	579.5	16.4	586.2	42.8	1.2	
E11-32	26	0.79581	0.02916	0.095788775	0.003257	0.06096	0.00103	0.888	589.7	19.1	594.5	16.4	637.7	36.4	7.9	
Mauá pluton																
	58	2.38272	0.10119	0.19707	0.00700	0.08789	0.00223	0.803	1159.6	37.6	1237.4	29.9	1380.1	48.7	17.5	
	37	1.64195	0.11944	0.16931	0.00590	0.07108	0.00459	0.459	1008.3	32.4	986.5	44.9	959.6	132.1	-5.5	
	59	3.5867	0.23260	0.24582	0.01067	0.10567	0.00520	0.652	1416.9	55.0	1546.6	50.2	1726.0	90.3	19.9	
	71	3.9834	0.15350	0.27866	0.00906	0.10341	0.00238	0.804	1584.6	45.5	1630.8	30.8	1686.3	42.4	6.8	
	41	3.4751	0.15183	0.24345	0.00947	0.10406	0.00232	0.861	1404.6	48.9	1521.6	33.9	1697.8	41.1	19.2	
Serra do Quebra Cangalha																
E7-1	394	1.7260	0.09946	0.15932	0.00502	0.07875	0.00388	0.519	953.0	27.8	1018.3	36.4	1165.8	97.6	19.6	
E7-2	350	1.59793	0.17150	0.155983	0.005171	0.07478	0.00767	0.295	934.4	28.8	969.4	64.9	1062.7	206.3	13.0	
E7-3	122	1.24984	0.23180	0.122042	0.005388	0.07416	0.01338	0.232	742.3	30.9	823.3	99.6	1045.9	363.8	30.7	
E7-4	526	1.24448	0.06758	0.127126	0.004030	0.07450	0.00337	0.555	771.5	23.0	820.9	30.1	1055.0	91.0	28.5	
E7-5	38	3.28210	0.12758	0.250121	0.008298	0.09537	0.00215	0.815	1439.1	42.6	1476.8	29.8	1535.4	42.5	7.0	
E7-6	781	2.12245	0.10745	0.191544	0.008805	0.07859	0.00184	0.887	1129.7	47.5	1156.1	34.4	1161.9	46.5	3.0	
E7-7	732	3.28195	0.12263	0.246840	0.009111	0.09906	0.00115	0.952	1422.2	46.9	1476.8	28.7	1606.4	21.6	12.8	

Tabela 1 - Dados U-Pb de cristais de zircão utilizados nos cálculos de idades de cristalização

Common Baseados em 1s error				Atomic Ratio			206Pb/238U			207Pb/235U		207Pb/206Pb			
Grain ID	Lead	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s error	rho	AGE (Ma)	error	AGE (Ma)	error	AGE (Ma)	error	% Disc
Santa Catarina															
E24-1	54	0.84986	0.01390	0.095713	0.00196	0.06055	0.00024	0.916	577.8	17.75	583.5	14.72	623.1	8.5195	5.7
E24-2	124	0.85878	0.01294	0.096604	0.00128	0.06105	0.00037	0.6234	532.2	18.39	549.4	23.33	641.1	13	7.6
E24-3	262	0.81257	0.01487	0.091980	0.00166	0.06066	0.00045	0.8038	514.0	17.52	530.6	17.38	627.3	15.846	10.0
E24-4	163	0.81482	0.01120	0.090005	0.00093	0.06236	0.00127	0.8695	611.3	23.82	608.1	20.68	686.6	43.298	19.9
E24-5	2760	1.09840	0.12537	0.100455	0.00249	0.07473	0.00415	0.7549	511.8	35.86	624.4	43.77	1061.1	111.86	43.9
E24-6	143	0.85923	0.02284	0.097027	0.00133	0.06113	0.00043	0.8211	1499.8	54.74	1783.2	39.99	643.7	15.148	7.6
E24-7	432	0.80758	0.04792	0.082560	0.00101	0.06488	0.00196	0.929	658.8	21.84	654.2	17.25	770.5	63.534	35.0
E24-8	227	0.74034	0.02182	0.085490	0.00132	0.05955	0.00066	0.9359	645.0	19.16	641.4	14.96	587.1	24.163	10.3
E24-9	269	0.73355	0.02785	0.081923	0.00357	0.06032	0.00025	0.8687	693.1	21.06	708.8	17.78	615.0	8.9654	18.2
E24-10	60	0.34257	0.06565	0.065989	0.00170	0.03548	0.01301	0.9282	638.0	18.9	629.4	14.83	-671.0	1012	166.8
E24-11	1176	0.53296	0.70979	0.067733	0.00387	0.05504	0.00482	0.9188	574.7	17.51	592.9	14.71	413.7	195.58	-2.2
E24-12	46	0.41055	0.00712	0.051656	0.00088	0.05511	0.00085	0.9378	651.3	19.33	646.1	15	416.7	34.495	22.6
E24-13	1168	0.76565	0.02234	0.079755	0.00137	0.06090	0.00049	0.9358	634.7	19.78	635.8	15.65	635.6	17.41	23.0
E24-14	683	0.85850	0.03614	0.091824	0.00195	0.06046	0.00045	0.885	620.6	19	622.8	15.97	620.1	15.976	9.1
E24-15	245	0.85912	0.02578	0.092484	0.00152	0.05973	0.00073	0.9309	458.0	16.98	484.5	15.26	593.9	26.446	4.2
E24-16	132	4.79047	0.19072	0.234803	0.00735	0.13031	0.00337	0.4148	464.9	15.23	507.8	30.85	2102.1	45.429	39.1
E24-18	57	0.88068	0.00883	0.094335	0.00093	0.06017	0.00031	0.916	577.8	17.75	583.5	14.72	609.6	11.305	4.9
E24-19	88	1.00983	0.02345	0.101743	0.00130	0.06291	0.00090	0.9372	373.2	18.35	382.3	16.75	705.1	30.514	12.0
E24-20	228	0.85872	0.00749	0.093252	0.00088	0.05910	0.00039	0.7972	344.0	11.91	367.3	13.14	570.8	14.258	-0.7
E24-21	0	0.79298	0.02268	0.083588	0.00101	0.06090	0.00052	0.7467	600.3	18.61	562.4	17.76	635.9	18.277	19.4
E24-23	630	0.88957	0.00837	0.095292	0.00093	0.06014	0.00029	0.776	291.1	12.68	282.7	13.73	608.8	10.373	3.8
E24-24	15	0.87039	0.01133	0.092753	0.00136	0.05993	0.00038	0.8008	612.4	19.06	607.7	17.63	601.2	13.847	5.1
E24-25	88	0.84656	0.00625	0.090591	0.00117	0.05999	0.00076	0.6234	532.2	18.39	549.4	23.33	603.4	27.518	7.7
E24-26	145	0.61142	0.01752	0.066003	0.00177	0.05992	0.00064	0.8038	514.0	16.98	530.6	17.38	600.5	23.145	32.4

A idade concórdia é considerada a melhor estimativa da idade de cristalização do plúton Itapeti e é idêntica à determinada para o vizinho Plúton Mauá via TIMS em cristais de monazita por Filipov & Janasi (2001, 588 ± 2 Ma). A contemporaneidade e possível cogeneticidade entre os plútons são sugeridas por diversos fatores geológicos (e.g., ocorrência de enclaves micrograníticos com feições de *mingling* observados em ambos), geoquímicos e isotópicos.

Figura 1 – Diagrama concórdia o plúton Itapeti. Imagens de elétrons retroespalhados dos pontos com idade concordante utilizados no cálculo.

1.2. PLÚTON LAGOINHA

Foram realizadas 40 análises em cristais de zircão da amostra E-11, um típico biotita granito foliado do plúton Lagoinha. Os cristais apresentam hábitos variáveis que podem ser utilizados para separação de dois grupos principais: o mais abundante é composto por cristais alongados ($300 \mu\text{m}$ no lado maior e razão 3:1), com terminações prismáticas localmente suavizadas; o segundo grupo é composto por cristais menores e mais curtos ($150 \mu\text{m}$ no lado maior e razão 2:1) e com terminações também variáveis entre prismáticas e arredondadas. Na maioria dos casos, cristais de ambos os grupos exibem zoneamento irregular com porções mais claras diffusamente distribuídas, que podem ocorrer preferencialmente próximo às bordas dos cristais.

As análises realizadas se mostraram menos discordantes em relação aos cristais de Itapeti (predomínio de discordâncias menores que 15%) e, neste caso, optou-se pela utilização dos *spots* com discordância associada inferior a 10% para o cálculo da idade. A construção de diagramas discordia é impossibilitada pela superposição de todos os 18 pontos restantes e o ancoramento na idade zero resulta em MSWD extremamente alto (9). O cálculo da idade Concórdia não é possível, visto que as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ definem duas populações diferentes, tal como revelado pelo resultado da função *Unmix Ages* do software Isoplot®; 52% dos dados representam população com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ calculada em $593,7 \pm 15$ Ma e o restante define população de idade mais antiga (634 ± 15 Ma). Como se observa no Anexo I, todos os pontos com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pertencentes à população de idade mais antiga, têm idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ próximas à idade da população mais jovem e são, portanto, mais discordantes. Este foi o critério utilizado para consideração dos pontos pertencentes à população mais jovem para cálculo da idade concórdia do plúton e a utilização desses resultou em idade concórdia de 582.8 ± 5.4 , com MSDW de 1.4 (Fig. 2).

Problemas semelhantes são freqüentemente observados em estudos geocronológicos empregando técnicas analíticas pontuais e, quando associadas aos núcleos de zircão, populações mais antigas são comumente interpretadas como idades de herança (Crowley *et al.*, 2008). No caso do plúton Lagoinha todos os pontos foram tomados em cristais com padrão de zoneamento similar, sem quaisquer evidências de retrabalhamento, como truncamento ou arredondamento de porções de núcleo. Assim, os cristais são considerados como de origem magmática e as idades mais antigas representariam alguma herança de idade próxima à idade de colocação do plúton. Alternativamente, tais cristais podem constituir população “antecristalina”, submetida a algum retrabalhamento durante a evolução magmática, com conseqüente perda de Pb.

Apenas três cristais forneceram idades significativamente mais antigas que, por estarem associadas a núcleos arredondados e de padrão de zoneamento distinto, são consideradas idades de herança. Uma delas é praticamente concordante (3% de discordância) e indica participação de fontes de idade $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ em torno de 900 Ma (± 76 Ma); outros dois pontos fortemente discordantes (49% e 76%) têm idades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ de 2226 ± 60 Ma e 2148 ± 215 Ma, respectivamente.

Fig. 2 – Diagrama concórdia e cristais de zircão analisados do plúton Lagoinha

1.3. PLÚTON SABAÚNA

Dentre as 60 análises por LA-MC-ICPMS realizadas em amostra de biotita granito foliado do plúton Sabaúna (E-26) apenas 21 forneceram idades com discordâncias inferiores a 20%. Os cristais apresentam inúmeras inclusões e fraturas que podem estar relacionadas às flutuações dos sinais de Pb observadas durante a rotina analítica, fato provavelmente responsável pela qualidade limitada dos dados. A morfologia dos cristais é variável entre prismas curtos e largos (razão 2:1) a prismas alongados (razão 3:1), todos com zoneamento irregular a localmente paralelo às faces dos cristais.

Para determinação da idade optou-se inicialmente pela regressão considerando todos os pontos com discordância inferior a 20%, o que resultou em idade de intercepto inferior de 572 ± 72 Ma, com MSWD de 12. Um refinamento na seleção dos dados foi realizado a partir do descarte de análises com Rho inferiores a 0,8, mas não houve melhoria significativa da qualidade dos resultados. Foram então descontados os pontos com forte discordância reversa, e o procedimento de *unmix* nos pontos restantes resultou em duas populações, das quais a mais numerosa (70% dos pontos) define idade 611 ± 11 Ma, muito superior à população mais nova (535 ± 11 Ma).

Ao contrário do observado para o plúton Lagoinha, neste caso as populações diferem significativamente em proporção e praticamente todos os pontos da população mais jovem apresentam moderada a forte discordância reversa (-4 a -17%) e foram então descartados. Dentre os pontos da população mais antiga, aqueles com discordância inferior a 4% (4 pontos) foram utilizados para cálculo da idade concórdia de $607 \pm 8,6$ Ma e a regressão utilizando todos os pontos da população mais antiga resulta em idade discórdia similar ($605,9 \pm 6,9$ Ma); por apresentar erro menor e MSWD significativamente mais baixo (0,84 contra 3,2 no primeiro caso), esse valor é considerado a melhor estimativa da idade de cristalização do plúton (Fig. 3).

Os pontos da população mais jovem, neste caso, por definirem população numericamente limitada podem refletir algum retrabalhamento de cristais originalmente mais antigos, com perturbação do sistema e perda de Pb. Exemplos da atuação de tais eventos foram registrados em cristais de por Janasi *et al* (2003) e Vlach *et al.* (2002), que identificaram subpopulações de idade em torno de 530 Ma, interpretadas como resultado de retrabalhamento metamórfico de cristais preexistentes. Sendo assim, as idades mais jovens poderiam representar amostragens de domínios mistos entre a idade magmática e algum evento de perturbação.

Fig. 3 - Geocronologia do plúton Sabaúna

1.4. PLÚTON SANTA CATARINA

Foram analisados cristais de zircão da amostra E-24, biotita granito porfíritico foliado típico do plúton. Os cristais apresentam hábito prismático curto (razão 2:1) e padrões de zoneamento extremamente irregulares, com porções de mais alto Th, U e REE principalmente associadas ao núcleo dos cristais. Zoneamento regular é observado somente nas bordas dos cristais, que exibem coloração mais escura nas imagens de BSE sugerindo padrão de zoneamento inverso ao observado em cristais de outros plútons.

Dos 25 *spots* analisados, seis apresentaram discordância acima de 20% e 4 apresentaram forte discordância reversa e foram então descartados, assim como o foram outros dois pontos com idades abaixo de 400 Ma, todos associados à amostragem de domínios mistos incluindo as porções de borda dos cristais.

A regressão utilizando todos os pontos restantes resultou em idade de intercepto superior de 658 ± 37 Ma, com MSWD de 5.2. Na tentativa de melhorar os resultados foram descartados os pontos anormalmente altos ou baixos, a partir da apreciação da curva

de frequência dos dados, com descarte das idades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ fora do intervalo de 95% de confiança. Os demais dados foram utilizados no cálculo de regressão que resultou em idade de intercepto inferior de 636 ± 13 Ma, com MSWD de 2.2.

O resultado é semelhante, porém mais jovem do que o obtido pelo cálculo da idade concórdia realizado a partir de quatro pontos com discordância próxima de zero, que resultaram em idade concórdia de 641.7 ± 7.5 Ma (Fig. 4), portanto com menor erro associado e considerada aqui como a melhor estimativa de idade do plúton.

Fig. 4. a) diagrama concórdia e imagens BSE para cristais de zircão do plúton Santa Catarina. b) diagrama Tera-Wasserburg para cristais de titanita.

Um único ponto altamente discordante (discordância de 32%) tem idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2100 ± 49 Ma, que por estar associada ao núcleo do cristal, com terminações arredondadas e padrão de zoneamento distinto é considerada compatível com herança paleoproterozóica.

A amostra E-24 tem como mineral acessório principal cristais de titanita. Uma seção delgada polida com 100 μm de espessura foi destinada a análises U-Pb *in situ* realizadas em

cristais perfeitamente euédricos e de zoneamento regular. Os resultados são mostrados no Anexo II e o diagrama Tera-Wasserburg com a idade calculada é apresentado em conjunto com os dados de zircão na Fig. 4. A idade determinada, 659 ± 10 Ma é semelhante à obtida para cristais de zircão, se levados em conta os erros associados, e confirmam a idade mais antiga do plúton em relação às demais ocorrências do BMC.

1.5. PLUTON SANTA BRANCA

Dois cristais de monazita da amostra E-23 foram submetidos a análises TIMS realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP. As frações magnéticas analisadas, 0,5 e 0,7 Å, resultaram em idades levemente diferentes. A fração menos magnética resultou em idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ de $597,9 \pm 1,2$ Ma e a idade obtida para a fração magnética a 0,5 Å foi de $602,7 \pm 2,4$ Ma. A idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ é aqui considerada em virtude da discordância observada para as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, que podem refletir problemas com o Spike utilizado, comprometendo os cálculos baseados no isótopo ^{207}Pb . Considera-se a idade mais jovem ($597,9 \pm 1,2$ Ma) como a melhor estimativa da idade de cristalização, em virtude da menor discordância e do erro mais baixo. Os dados são representados na Figura 5 e Tabela 2.

1.6. PLÚTON GUACURI

Dois cristais de monazita da fração magnética a 0,7 Å foram analisados junto à RIF. Os resultados (Fig. 5, Tabela 2) mostram-se levemente discordantes (+1,6 e -1,6) e implicam em idades de intercepto divergentes (idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 598,9 e 580,8). Entretanto, as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de ambas as alíquotas são praticamente idênticas em torno de 590 Ma e a regressão não ancorada para os dois pontos que resulta em idade de intercepto de $589,8 \pm 0,73$ Ma, considerada a melhor estimativa da idade de cristalização do plúton.

1.7. PLÚTON SERRA DO QUEBRA CANGALHA

Dados geocronológicos para o plúton foram previamente obtidos por Janasi *et al.* (2003) e resultaram em idades distintas para a amostra E-7. As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($679,3 \pm 5,1$ Ma e $655,6 \pm 3,7$ Ma) não permitiram a definição da idade de cristalização do maciço.

Fig. 5 – Diagrama concórdia com idades de ms-bt granitos do leste paulista

Uma nova fração resultou em idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ de 640,2 Ma, com idade de intercepto obtida pela regressão não ancorada de $668 \pm 4,7$ Ma (MSWD = 0), semelhante à idade individual mais concordante ($658 \text{ Ma} \pm 1,3 \text{ Ma}$), que é julgada a melhor estimativa de idade do plúton. Os dados são mostrados em conjunto com as amostras de outros ms-bt granitos. Cristais de zircão da mesma amostra do plúton foram analisados via MC-ICP-MS para obtenção de idades de herança. Nove pontos resultaram em idades mais antigas, separadas em duas populações. A mais nova delas (representada por 6 pontos) indica idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em torno de 1100 ± 32 Ma e três pontos resultaram em idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mais antiga, com média de 1624 ± 18 Ma. As posições dos pontos em relação à concórdia e as respectivas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são mostradas na Fig. 6. Vale citar que os pontos de idade mais jovem, próximas às idades obtidas em cristais de monazita, apresentam discordâncias muito elevadas (superiores a 40%), portanto, sem utilidade para determinação de idades de cristalização.

fração	size	Pb	U	razões finais calculadas						Rho	idades (Ma)			
	(mg)	(ppm)	(ppm)	206/238	%erro	207/235	%erro	207/206	%erro		206/238	207/235	207/206	+/-
E-23a- Santa Branca														
m(0.55)	0.005	783.3	1233	0.0980	0.48	0.8130	0.50	0.0602	0.11	0.974	602.7	604.1	609.6	2.4
m(0.7)/2	0.015	861.0	1343	0.0972	0.16	0.8007	0.17	0.0598	0.05	0.947	597.9	597.2	594.7	1.2
E-7 S.Q. Cangalha														
m(0,7)	0.006	243.9	1092	0.1044	0.68	0.8854	0.70	0.0615	0.16	0.975	640.2	643.9	656.8	3.3
m(0.6)	0.004	989.5	5018	0.1075	0.24	0.9143	0.25	0.0617	0.06	0.971	658.0	659.4	664.1	1.3
E30- Guacuri														
m(0,7)	0.007	1457	885	0.0958	0.22	0.7909	0.23	0.05987	0.12	####	589.8	591.7	598.9	1.9
	0.005	1623	998	0.0958	0.15	0.7843	0.18	0.05937	0.14	####	589.8	587.9	580.8	2.9

Tabela 2 - Resultados de determinações isotópicas U-Pb em monazita de ms-bt granitos do leste do Estado de São Paulo

1.8. PLÚTON MAUÁ

Filipov & Janasi (2001) obtiveram a idade de 588 ± 2 Ma por TIMS em cristais de monazita extraídos de um biotita granito porfirítico típico do Plúton Mauá.

A datação por LA-MC-ICPMS de cristais de zircão não resultou em idades magmáticas, uma vez que os dados apresentam expressivas discordâncias associadas (superiores a 23%). No entanto, foram identificados cristais herdados que permitem inferir a idade de fontes envolvidas na geração do plúton. A mais nova tem pequena discordância reversa (-5%), e revela a contribuição de rochas com idade em torno de 1.0 Ga (idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 960 \pm 132$ Ma, discordância de 3%). Três pontos apresentam idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 1686 e 1726 Ma, com maiores discordâncias (entre 7 e 19%); um único ponto com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1380 ± 49 Ma e 17,5% discordante.

Figure 6– Diagramas Discórdia com idades de cristais de zircão herdados para os plútons Serra do Quebra Cangalha, Itapeti e Mauá

1.9. PLÚTON NATIVIDADE DA SERRA

Cristais de monazita da amostra E-13, um ms-bt granito foliado aflorante na porção de borda do plúton, foram alvo de análises TIMS realizadas por Janasi *et al.* (2003). Três frações, duas delas magnéticas a 0,5 Å e uma magnética a 0,75 Å, forneceram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ diferentes, duas das quais apontam para idade de cristalização em torno de 585 Ma ($585,6 \pm 7$ Ma e $587 \pm 4,6$ Ma) e um resultado mais discordante resultou em idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $612,3 \pm 5,3$ Ma. A maior concordância observadas para as diferentes idades mais jovens, somada à semelhança entre essas e as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ do ponto de idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mais antiga, indica que a melhor estimativa da idade de cristalização do

plúton é $587 \pm 4,6$ Ma, que corresponde à análise menos discordante e de menor erro dentre os cristais analisados. O resultado é semelhante, considerando-se os erros, à idade obtida por Vlach *et al.* (2002) por análises de cristais de monazita via microsonda eletrônica (590 ± 10 Ma), o que confirma idade de cristalização em torno de 590 Ma para plúton.

Vlach *et al.* (2002) reconheceram, adicionalmente, população de idades mais jovens (~ 525 Ma) interpretada como idade de evento de retrabalhamento, provavelmente metamórfico, e utilizada como explicação para a ocorrência de idades fortemente discordantes observadas em resultados para cristais totais via TIMS.

1.10. PLÚTON MOGI DAS CRUZES

A idade do plúton foi estimada por Vlach *et al.* (2002) a partir de análises de U-Th-Pb total realizadas em cristais de monazita da amostra E-25, biotita granito equigranular com muscovita acessória. Os dados estatisticamente tratados resultaram em idade de cristalização média de 590 ± 12 Ma, e a análise de domínios aparentemente modificados, resultou em idades mais jovens (~ 530 Ma), interpretadas pelos autores como produto da abertura parcial do sistema químico dos cristais durante eventos metamórficos.

1.11. AGRUPAMENTO ADOTADO CONFORME DADOS GEOCRONOLÓGICOS

A Figura 7 apresenta um resumo das idades dos plútons estudados. Os dados permitem os seguintes agrupamentos:

- Granitos com idade ~ 590 Ma: os plútons Mauá, Mogi das Cruzes e Itapeti são os únicos granitos portadores de enclaves micrograníticos e exibem semelhanças mineralógicas e texturais marcantes para os plútons Mauá e Itapeti; com vínculo (via processos AFC) entre o primeiro e as rochas do plúton Mogi das Cruzes comprovado por Alves (2003);
- Muscovita-biotita granitos mais jovens: são assim chamados os plútons com idade de cristalização em torno de 590-600 Ma e o grupo é, portanto, constituído pelos plútons Guacuri e Santa Branca, aflorantes no BMC, e o plúton Natividade da

Serra que aflora a leste do BMC (Natividade da Serra, NS) e, seguindo o critério cronológico podem ser agrupados em conjunto.

Fig. 7. Quadro resumo com melhores estimativas de idades de cristalização dos plútons estudados, idade para Natividade da Serra é de Janasi *et al.* (2003), para Mauá e Mogi das Cruzes os dados são de Filipov & Janasi (2001) e Vlach *et al.* (2002), respectivamente. Contornos tracejados correspondem aos agrupamentos utilizados no decorrer do texto. Pontos em cores correspondem às melhores estimativas de idades de cristalização e barras correspondem aos erros associados às mesmas.

- Granitos sem associação geocronológica ou geológica evidente: caso dos plútons Lagoinha e Sabaúna, que não foram agrupados e são freqüentemente referidos pelos nomes ou por “demais bt granitos”, i.e., bt granitos que não fazem parte do grupo de granitos com idade em torno de 590 Ma.
- Os granitos mais antigos Santa Catarina e Serra do Quebra Cangalha, apesar de idade próxima apresentam claras diferenças, que desencorajam a associação entre estes e os dois plútons não são referidos em conjunto, mas sim tratados pelos nomes.

Cabe esclarecer que, no caso dos ms-bt granitos, o agrupamento de NS ora em conjunto com os granitos de mesma idade do BMC ora em conjunto com SQC, se justifica em virtude do contexto geológico semelhante e assinaturas químicas similares de NS e SQC, tal como apresentado no item que se segue.

2. QUÍMICA DE ROCHA TOTAL

2.1. ELEMENTOS MAIORES E MENORES

A Tabela 3 contém os resultados de análises de elementos maiores, menores e traços de amostras representativas dos plútons estudados. Todas as amostras recobrem um intervalo de sílica relativamente amplo (entre 64 e 76%) que pode ser usado para distinção de três campos separando os comparativamente mais evoluídos ms-bt granitos (Guacuri, Santa Branca, Mogi das Cruzes, SQC e NS), que exibem teores de sílica superiores a 70%; um grupo intermediário representado pelas amostras de Lagoinha, Sabaúna e Mauá com teores de sílica entre 68 e 70%; e um grupo mais primitivo do qual fazem parte os plútons Itapeti e Santa Catarina (Fig. 8).

Todas as amostras possuem caráter marginal a francamente peraluminoso com Índice de Saturação em Alumínio (ISA, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ prop. mol.) variando entre 1 e 1,22, exceto as do plúton Santa Catarina, que tem assinatura metaluminosa (ISA entre 0,96 e 0,98). Diferenças importantes são observadas para os granitos mais diferenciados já que os granitos Natividade da Serra e Serra do Quebra Cangalha (NS e SQC, aflorantes a leste do BMC) possuem valores de A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ prop. mol.) superiores aos observados para os ms-bt granitos do BMC e o plúton SQC é extremamente peraluminoso destacando-se até mesmo em relação ao plúton NS, este com valores de A/CNK compatíveis aos granitos do BMC. Amostras de Itapeti e Mauá exibem valores similares de A/CNK, porém há uma tendência de diminuição nos valores de A/NK para o último; por sua vez a diferença entre os plútons Mauá e Mogi das Cruzes é essencialmente o aumento de A/CNK neste último, para valores praticamente constantes de A/NK. Amostras dos plútons Lagoinha e Sabaúna exibem comportamento semelhante com caráter sutilmente mais peraluminoso em relação aos demais bt granitos observado para Sabaúna.

De acordo com a classificação proposta por Frost *et al.* (2001), a maior parte das ocorrências pertence à chamada série Ferrosa com valores altos de Fe^* ($\text{FeO}_t/\text{FeO}_t+\text{MgO}$); mais uma vez as amostras de Santa Catarina mostram assinatura distinta, com valores mais baixos de Fe^* que implicam em sua classificação como Magnésiana e, neste diagrama, são acompanhadas por amostras de Guacuri e SQC. Chamam a atenção os valores de Fe^* sistematicamente mais altos das amostras de enclaves e granitos dos plútons de idade 590

Ma, que reflete a maior riqueza em Fe em relação a Mg nos granitos portadores de enclaves micrograníticos e pode estar relacionada aos ambientes de cristalização dos plútons, com fugacidade de oxigênio semelhante e mais baixa para o grupo em relação aos demais granitos. Em diagramas ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) *vs* SiO_2 todas as amostras situam-se próximo ao limite entre as séries calcio-alcálica e álcali-cálcica, sem padrão de distribuição aparente, exceto pela clara tendência álcali-cálcica exibida pelo plúton Santa Catarina.

Dentre os ms-bt granitos de 590 a 600 Ma também há importantes diferenças, uma vez que as amostras do plúton Guacuri apresentam assinatura Magnésiana, situam-se no limite entre os campos cálcio-alcálico/cálcico e são mais peraluminosos se comparadas a Santa Branca e Natividade da Serra, este último neste diagrama apresenta assinatura semelhante aos demais granitos do BMC.

A combinação das assinaturas de elementos maiores de Santa Catarina (Magnésiano, Metaluminoso e Álcali-Cálcico) é semelhante àquelas investigadas por Frost *et al.* (2001) em batólitos cordilheranos, cuja origem, em geral, inclui a participação de magmas de derivação mantélica (Patiño Douce, 1999). O ms-bt granito Serra do Quebra Cangalha tem o caráter mais peraluminoso de todo o conjunto ($\sim 1,2$) e apresenta ainda caráter levemente magnésiano, não comumente observado em granitos peraluminosos derivados estritamente de protólitos supracrustais (Kemp & Hawkesworth, 2007).

Em diagramas usando sílica como índice de diferenciação (Fig. 9), as concentrações de TiO_2 , MgO , CaO , P_2O_5 e Fe_2O_3 definem correlações negativas. Para TiO_2 amostras de enclaves microgranulares de Mauá, Mogi das Cruzes e Itapeti exibem valores maiores em relação a seus granitos hospedeiros e todo o conjunto exibe forte correlação negativa que, associada às tendências de empobrecimento observadas para MgO , CaO e em menor extensão para P_2O_5 e Fe_2O_3 , sugerem que os mesmos, já que contemporâneos e semelhantes sob diversos aspectos, podem estar relacionados por processos de cristalização fracionada. Os bt granitos Sabaúna e Lagoinha exibem teores de praticamente todos os elementos maiores semelhantes aos observados para as amostras de Mauá com teor de sílica semelhante. No entanto, seus valores de Fe^* mais baixos, a peraluminosidade sutilmente mais acentuada e as idades de cristalização algo distintas, sugerem que o agrupamento não reflete tendência de diferenciação.

Plúton	Itapeti							Mauá				
	biotita granitos				emf			emf				
Amostra	E-27	E-36a	E-38a	E-35A	E-38C	E-35B	E-36B	Mau-26	Mau-37B	Mau-39B	Mau-2A	Mau-3B
SiO ₂	65.14	65.97	68.84	66.29	67.22	66.12	65.70	68.75	70.55	69.58	69.85	70.05
TiO ₂	0.66	0.76	0.62	0.69	0.82	0.76	1.01	0.50	0.44	0.50	0.45	0.43
Al ₂ O ₃	15.42	14.58	14.55	14.68	14.35	14.70	15.03	14.51	14.03	14.13	14.54	14.28
Fe ₂ O ₃	4.33	4.48	4.19	4.06	5.47	5.40	5.78	4.09	3.66	4.01	3.80	4.01
MnO	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.09	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06
MgO	0.93	0.97	0.90	0.92	0.88	0.83	1.43	0.55	0.50	0.55	0.56	0.60
CaO	2.24	2.48	2.25	2.23	2.45	2.66	3.03	1.47	1.61	1.64	1.64	1.78
Na ₂ O	3.12	2.88	3.11	3.05	3.05	2.71	3.07	2.97	3.03	3.02	3.29	3.21
K ₂ O	5.50	4.94	5.03	5.28	4.36	5.41	4.37	5.86	4.93	5.18	5.22	4.98
P ₂ O ₅	0.25	0.28	0.23	0.25	0.24	0.25	0.37	0.19	0.14	0.18	0.16	0.19
LOI	0.47	0.90	0.67	0.57	0.80	0.81	0.78	0.48	0.36	0.42	0.40	0.39
Total	98.12	98.31	100.46	98.08	99.72	99.73	100.66	99.43	99.31	99.27	99.98	99.98
FeO	3.90	4.03	3.77	3.65	4.92	4.86	5.20	3.68	3.29	3.61	3.42	3.61
Mg#	29.84	30.01	29.84	30.98	24.16	23.34	32.88	21.03	21.29	21.36	22.64	22.76
Rb	194			84	142	183		181	257	220	205	231
Sr	364	384	380	195	264	395	381	117	137	131	149	150
Y	32.15	19.16	39.98	55.75	39.93	50.41	51.90	34.33	26.36	30.50	33.00	36.00
Zr	347	275	240	331	325	344	293	349	234	256	246	236
Nb	23.11	20.62	24.00	17.16	22.77	22.94		21.70	20.51	21.60	16.00	20.30
Cs	6.70		5.80	5.10	4.83	3.26		5.35	7.82	7.72	4.40	3.80
Ba	1921	1570	1238	717	594	1275		690	690	531	604	636
La	97.16	105.96	81.60	63.61	81.07	95.27	111.08	63.60	59.76	60.98	52.00	64.00
Ce	194.07		168.29	152.62	180.57	191.40		162.53	131.93	141.65	127.20	122.80
Pr	19.68		17.40	14.49	18.01	20.08		16.08	13.72	14.56	14.38	13.70
Nd	72.67		58.56	52.35	65.99	76.97		62.50	50.99	54.73	47.70	44.20
Sm	11.93		9.96	7.80	10.63	14.05		11.51	8.85	9.77	8.90	8.30
Eu	2.17		1.65	1.48	1.51	2.31		1.26	1.11	1.10	1.24	1.21
Gd	8.49		8.10	5.67	7.66	10.74		8.72	6.73	7.65	7.30	6.40
Tb	1.19		1.09	0.75	1.01	1.53		1.26	0.94	1.09	1.10	1.00
Dy	6.14		5.54	4.29	5.22	8.03		6.65	4.95	5.75	5.50	4.70
Ho	1.20		1.14	1.15	1.03	1.59		1.29	0.97	1.13	1.20	1.10
Er	3.18		3.11	3.95	2.96	4.36		3.42	2.57	2.98	3.40	3.30
Tm	0.41		0.43	0.60	0.43	0.57		0.44	0.34	0.39	0.53	0.48
Yb	2.64		2.63	4.00	2.84	3.43		2.73	2.15	2.45	2.90	2.70
Lu	0.38		0.37	0.70	0.48	0.49		0.39	0.31	0.35	0.43	0.41
Hf	8.37		6.38	8.20	8.10	8.33		8.66	5.70	6.33	6.00	6.10
Ta	1.58		1.73	1.50	1.34	1.51		1.46	1.59	1.58	1.50	1.50
Pb	26.62		27.40	24.71	29.63	31.06		41.16	36.30	35.42	31.00	32.90
Th	23.32		24.73	20.94	24.99	20.66		17.84	15.64	16.06	15.10	13.76
U	3.43		4.83	4.05	2.37	1.31		3.68	3.23	3.31	3.90	3.41
La/Yb	24.80		20.92	10.71	19.27	18.72		15.72	18.74	16.76	12.09	15.98
Th/U	6.80		5.12	5.17	10.55	15.75		4.84	4.84	4.85	3.87	4.04
Rb/Sr	0.53			0.43	0.54	0.46		1.55	1.88	1.68	1.38	1.54
LREE	375.83		318.41	276.39	338.26	377.69		300.14	251.54	267.14	235.80	239.30
Eu/Eu	0.57		0.48	0.59	0.44	0.49		0.33	0.38	0.33	0.40	0.44

Tabela 3 - Química de rocha total de amostras representativas de plútons do leste paulista

Plúton	Mauá				Mogi das Cruzes				Santa Branca				Santa Catarina		
	biotita granitos				ms-bt granitos				emf	ms biotita granitos			biotita granitos		
Amostra	Mau28	Mau29	Mau-1A	Mau-4	E-40a	E-39	E-25a	E-25b	E-22	E-23a	E-51	E-53	E-24	E-65A	E-65B
SiO ₂	70.78	70.44	71.52	70.54	73.77	74.04	74.12	74.44	72.93	73.17	72.98	71.62	65.17	66.85	72.40
TiO ₂	0.40	0.38	0.34	0.45	0.14	0.19	0.19	0.23	0.16	0.21	0.25	0.31	0.84	0.72	0.34
Al ₂ O ₃	13.73	14.10	14.04	14.01	14.32	14.12	13.39	14.16	13.99	14.18	14.48	14.54	15.67	15.23	13.49
Fe ₂ O ₃	3.64	3.52	3.26	3.90	1.65	2.14	1.89	2.35	1.54	1.45	1.95	2.16	4.10	3.42	1.73
MnO	0.06	0.06	0.06	0.07	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.02	0.05	0.04	0.02
MgO	0.45	0.43	0.42	0.50	0.21	0.26	0.24	0.27	0.29	0.25	0.36	0.44	1.30	1.04	0.50
CaO	1.72	1.63	1.58	1.72	0.96	1.34	1.00	1.12	1.20	1.33	1.48	1.47	2.71	2.38	1.69
Na ₂ O	3.33	3.33	3.39	3.16	3.44	3.68	3.35	3.15	3.35	3.59	3.23	3.29	3.68	3.73	3.38
K ₂ O	4.58	5.15	4.98	4.80	4.85	4.53	4.60	5.52	4.83	4.73	5.09	5.49	4.80	4.97	4.78
P ₂ O ₅	0.16	0.16	0.18	0.18	0.08	0.14	0.10	0.16	0.06	0.03	0.08	0.10	0.28	0.23	0.11
LOI	0.50	0.65	0.65	0.62	0.77	0.52	0.49	0.35	0.50	0.55	0.71	0.27	0.58	0.45	0.44
Total	99.36	99.86	100.42	99.94	100.23	101.00	99.42	101.80	98.90	99.52	100.64	99.71	99.18	99.06	98.88
FeO	3.28	3.17	2.93	3.51	1.48	1.92	1.70	2.12	1.39	1.30	1.75	1.94	3.69	3.08	1.56
Mg#	19.67	19.48	20.33	20.27	20.13	19.12	20.09	18.65	27.16	25.45	26.88	28.75	38.57	37.59	36.40
Rb	205	197	226	213	227		260	270	360	324			214		
Sr	174	184	162	186	68	75	85	101	129	125			384		
Y	33.10	46.33	38.00	34.38	26.21		40.60		23.20	7.57			14.37		
Zr	231	232	230	266	97	110	155	136	156	170			376		
Nb	22.10	17.83	15.40	16.60	14.72		17.10	14.76	18.90	12.87			22.42		
Cs	6.21		8.90		9.77		10.40	9.67	23.20	9.03			3.12		
Ba	1068	1101	717	1090	294	495	416	328	492	486			1260		
La	73.60	55.15	60.70	65.27	19.97		39.50	29.03	54.50	41.35			92.49		
Ce	134.00	97.76	106.80	136.14	52.62		75.80	64.37	102.00	73.97			165.84		
Pr	16.30	12.96	12.37	15.28	5.04		7.95	5.90	10.40	8.24			18.85		
Nd	57.20	45.35	41.00	52.59	18.03		29.00	21.38	34.90	27.15			64.22		
Sm	10.40	8.35	7.90	9.15	3.88	3.43	5.40	4.22	6.08	4.37			8.97		
Eu	1.56	1.37	1.33	1.41	0.44	0.47	0.65	0.50	0.59	0.63			1.74		
Gd	8.54	7.19	6.30	7.53	3.47		5.32	3.99	5.23	2.87			5.66		
Tb	1.23	1.05	1.00	1.05	0.63		0.95	0.72	0.76	0.35			0.69		
Dy	6.61	5.82	4.90	5.35	3.87		5.70	4.35	3.95	1.52			3.05		
Ho	1.33	1.31	1.00	1.11	0.85		1.15	0.91	0.69	0.24			0.51		
Er	3.53	3.98	3.10	3.05	2.39		3.73	2.78	2.08	0.66			1.35		
Tm	0.51	0.64	0.47	0.42	0.37		0.61	0.44	0.33	0.09			0.17		
Yb	3.26	4.29	2.90	2.65	2.52		4.02	2.97	2.04	0.59			1.04		
Lu	0.50	0.73	0.42	0.39	0.36		0.56	0.42	0.30	0.09			0.14		
Hf	8.39	6.23	5.80	6.63	3.01		4.10	3.23	4.20	5.00			8.85		
Ta	2.94	1.84	2.03	4.33	2.80		2.57	2.44	3.23	2.07			1.61		
Pb	30.70	23.00	20.00	24.00	29.80		32.00	28.09	36.00	83.85			45.43		
Th	19.70	15.82	16.06	17.60	10.46		14.60	11.39	34.30	34.58			29.83		
U	7.51	8.72	8.69	5.27	10.95		10.20	9.61	5.68	6.72			4.03		
La/Yb	15.22	8.67	14.11	16.61	5.35		6.62	6.59	18.01	47.43			60.05		
Th/U	2.62	1.81	1.85	3.34	0.96		1.43	1.18	6.04	5.15			7.41		
Rb/Sr	1.18	1.07	1.40	1.15	3.34		3.05	2.67	2.79	2.59			0.56		
LREE	275.20	206.61	216.40	263.15	94.50		149.70	119.00	197.48	146.83			331.51		
Eu/Eu	0.44	0.46	0.50	0.45	0.32		0.32	0.32	0.28	0.47			0.64		

Tabela 3 (cont.)- Química de rocha total de amostras representativas de plútons do leste paulista

Plúton	Santa Catarina			Sabaúna	Guacuri				Lagoinha	SQC		NS		
	biotita granitos			bt granito	ms-bt granitos				bt granito	ms granitos		ms +/- bt granitos		
Amostra	E-66	E-69	E-73A	E-26	E-30	E-31b	E-31C	E-32	E-11	E-00-7	E-00-8	e13	e17	e18
SiO ₂	67.43	69.41	66.33	70.56	75.12	75.11	70.09	71.65	69.28	72.15	70.71	71.15	71.82	73.30
TiO ₂	0.34	0.50	0.72	0.47	0.12	0.18	0.04	0.37	0.64	0.20	0.22	0.29	0.33	0.15
Al ₂ O ₃	12.66	14.89	15.13	14.16	14.43	13.96	16.07	14.32	14.16	15.18	15.51	15.41	15.37	14.78
Fe ₂ O ₃	1.96	2.64	3.66	3.40	1.43	1.58	0.51	2.84	4.03	1.71	1.62	2.01	2.28	1.12
MnO	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04	0.07	0.02	0.05	0.05	0.03	0.01	0.03	0.04	0.03
MgO	0.48	0.69	1.11	0.60	0.19	0.24	0.08	0.57	0.75	0.39	0.40	0.88	1.12	0.28
CaO	1.39	1.84	2.28	1.58	1.06	1.00	0.47	1.55	1.84	0.91	1.08	1.91	2.06	1.17
Na ₂ O	3.22	3.37	3.50	2.98	3.43	3.35	3.49	2.93	2.54	3.25	3.35	3.53	3.66	3.44
K ₂ O	4.81	5.51	4.94	5.07	5.03	4.58	7.84	5.14	5.88	4.97	5.23	4.84	4.37	5.23
P ₂ O ₅	0.10	0.14	0.22	0.18	0.08	0.14	0.11	0.18	0.22	0.11	0.13	0.12	0.14	0.12
LOI	0.36	0.46	0.61	0.40	0.41	0.70	0.40	0.53	0.47	0.74	0.89	0.70	0.70	0.51
Total	92.79	99.49	98.55	99.45	101.34	100.91	99.12	100.13	99.87	99.68	99.15	100.87	101.89	100.13
FeO	1.76	2.38	3.29	3.06	1.29	1.42	0.46	2.56	3.63	1.54	1.46	1.81	2.05	1.01
Mg#	32.66	34.11	37.52	25.90	20.83	23.13	23.70	28.44	26.93	31.11	32.84	46.44	49.31	33.12
Rb				218		377		278	251	202	197		216	298
Sr				193		72		158	161	123	114		303	113
Y				28.40		24.00		22.83	26.08	14.89	18.14		17.47	7.71
Zr				380		129		332	390	115	122		167	75
Nb				19.10		21.60		20.50	16.60	7.83	8.95		15.21	10.79
Cs				7.20		22.90		13.12	2.68	7.55	3.22		15.27	14.39
Ba				955		256		690	737	367	287		650	345
La				68.20		38.00		83.63	110.22	30.05	27.08		46.69	21.90
Ce				140.00		74.70		156.83	215.21	62.20	56.57		88.09	44.77
Pr				14.70		7.70		18.20	25.43	7.68	7.03		9.09	4.73
Nd				53.20		27.20		63.13	89.29	28.16	25.79		31.69	16.86
Sm				8.83		5.13		9.72	13.76	6.29	6.46		5.88	3.68
Eu				1.34		0.50		1.09	1.60	0.93	0.85		1.06	0.69
Gd				7.00		4.61		6.77	9.36	4.93	5.29		4.64	2.99
Tb				1.00		0.79		0.93	1.18	0.74	0.88		0.69	0.42
Dy				5.36		4.34		4.57	5.54	3.35	3.98		3.60	1.84
Ho				0.97		0.76		0.77	0.95	0.50	0.58		0.60	0.26
Er				2.76		2.18		2.05	2.43	1.26	1.36		1.66	0.63
Tm				0.44		0.36		0.27	0.31	0.16	0.18		0.23	0.09
Yb				2.73		2.37		1.58	1.75	0.98	1.02		1.36	0.57
Lu				0.38		0.35		0.22	0.23	0.13	0.14		0.17	0.08
Hf				9.20		3.60		8.53	9.37	3.36	3.60		4.38	2.24
Ta				1.57		5.69		2.60	0.72	0.75	0.53		1.79	1.04
Pb				27.00		36.00		78.59	46.08	115.38	120.11		39.28	50.27
Th				21.60		13.10		29.48	36.74	16.11	12.32		18.32	9.25
U				5.35		12.00		2.30	1.14	5.11	6.09		6.83	7.91
La/Yb				16.84		10.81		35.69	42.57	20.66	17.90		23.15	25.79
Th/U				4.04		1.09		12.83	32.09	3.15	2.02		2.68	1.17
Rb/Sr				1.13		5.24		1.76	1.56	1.65	1.73		0.71	2.63
LREE				270.23		145.03		313.31	428.49	126.70	115.91		172.35	87.21
Eu/Eu				0.45		0.27		0.35	0.37	0.44	0.38		0.53	0.55

Tabela 3 (cont.)- Química de rocha total de amostras representativas de plútons do leste paulista

Já as amostras do plúton Santa Catarina exibem os maiores valores de Al_2O_3 do conjunto de bt granitos. Tendências negativas são observadas em praticamente todos os diagramas e se iniciam com amostras de biotita granitos porfiríticos de IC mais alto no extremo menos fracionado com diminuição de valores de todos os óxidos associada à transição para rochas progressivamente mais claras e equigranulares, aflorantes na porção NE do plúton. As assinaturas claramente distintas dos demais bt granitos para todas as amostras de Santa Catarina confirmam seu comportamento característico e cogenético, com transições composicionais sugestivas de evolução por cristalização fracionada da suíte. A variedade mais fracionada chega a ser mineralógica e texturalmente semelhante às amostras inequigranulares do vizinho plúton Santa Branca. Tais semelhanças levaram Alves (1975) a sugerir o caráter comagmático dos plútons, considerando as modificações texturais como indicativas do caráter transicional de seus contatos. Os novos dados geocronológicos, no entanto, descartam tal possibilidade, haja vista a idade significativamente mais antiga de Santa Catarina. Assim, as semelhanças entre a variedade mais diferenciada deste plúton e as rochas de Santa Branca são aqui atribuídas apenas à evolução textural e composicional comumente observada em bt granitos, que podem dar origem a membros finais semelhantes para plútons geneticamente não relacionados.

Fig. 8 – Diagramas de classificação composicional baseados em elementos maiores para granitos do BMC + NS/SQC. A abreviação *fme* representa os enclaves microgranulares félsicos.

Fig. 9 – Diagramas de variação química para elementos maiores utilizando sílica como índice de diferenciação. Símbolos apresentados na Fig. 8

2.2. ELEMENTOS TRAÇO

2.2.1. Elementos Terras raras (ETR)

Em diagramas normalizados pelo condrito (Mcdonough & Sun, 1995, Fig. 10) todas as amostras exibem perfis de ETR moderadamente fracionados, com anomalias negativas de Eu de intensidade variável, comumente menos expressivas para biotita granitos. O teor total de ETR varia entre 100 e 400 ppm, com maiores valores observados para amostras de bt granitos.

Dentre os granitos Mogi das Cruzes, Mauá e Itapeti as razões $(La/Yb)_N$ (índice N utilizado para normalização pelo condrito), são baixas e relativamente homogêneas variando entre 5 e 25, com razões progressivamente mais altas de Mogi das Cruzes para Itapeti, ressaltando as diferenças observadas também para elementos maiores, já que os padrões ETR são mais fracionados para Itapeti (razão $(La/Yb)_N \sim 25$), e o progressivo

enriquecimento em ETRP de Mauá para Mogi das Cruzes implica em razões $(La/Yb)_N$ menores. Anomalias de Eu são também variadas, com valores menores de Eu^* ($Eu_N/(Sm_N \times Gd_N)^{0.5}$) observadas para amostras do plúton Itapeti, e crescentes para Mauá e Mogi das Cruzes.

Dentre o grupo de ms-bt granitos mais jovens, os valores de $(La/Yb)_N$ são semelhantes, à exceção do plúton Natividade da Serra (NS), que exibe valores similares ao observado para SQC e mais altos em relação aos ms-bt granitos do BMC. Mesma distinção é observada para os valores de $(La/Sm)_N$, mais baixos para NS e SQC em comparação com os granitos do BMC.

O comportamento distinto de algumas amostras dos plútons Guacuri e Santa Branca é digno de nota, já que as amostras E23 e E32 (plútons Santa Branca e Guacuri, respectivamente) mostram peculiar salto nas razões $(La/Yb)_N$ para valores semelhantes de razões $(La/Sm)_N$; dada a semelhança no fracionamento em ETRL (porém com valores absolutos superiores para E32) as diferenças se devem somente ao conteúdo em ETRP, menores para as duas amostras. As dissimilaridades observadas entre amostras de Santa Branca e Guacuri podem não refletir processos de fracionamento simples, já que as temperaturas de saturação e os índices de peraluminosidade das amostras são praticamente idênticos; o comportamento distinto também observado para elementos maiores indicam atuação de processos mais complexos, discutidos em conjunto com os dados isotópicos.

Dentre os demais bt granitos, o plúton Sabaúna é o único que mostra razões $(La/Yb)_N$ e $(La/Sm)_N$ semelhantes aos demais plútons. Os plútons Santa Catarina e Lagoinha têm fracionamento mais acentuado refletido em razões $(La/Yb)_N$ de 60 e 42, respectivamente.

É importante notar a anomalia de Eu significativamente mais discreta observada para o plúton Santa Catarina que representa a menos expressiva do conjunto ($Eu^* = 0,64$), sugerindo participação mais restrita de feldspatos em suas fontes e confirmando as diferenças observadas para o plúton em termos de índices de classificação baseados em elementos maiores.

Fig 10. – Padrões de elementos terras-raras para os diferentes grupos composicionais e variação de razões importantes. Símbolos na Fig 8.

2.2.2. Elementos LIL e HFS

Dentre os elementos LIL (Large Ion Lithophile Elements) U, Rb e Cs são os únicos que definem tendências positivas em relação à sílica e, portanto, ms-bt granitos apresentam concentrações mais elevadas em comparação aos bt granitos (Fig. 11). Ba, LREE e Th

definem íngremes tendências negativas, com espalhamento observado para Th em virtude dos valores mais altos observados para Lagoinha e ambas as amostras de Santa Branca.

Novamente, plútons de mesma idade apresentam diferenças importantes e evidentes, sobretudo, para os elementos fortemente incompatíveis, mais enriquecidos nos ms-bt granitos do BMC (Guacuri e Santa Branca), que apresentam maiores quantidades de Rb e Cs em relação às amostras de NS, essas com padrão semelhante ao exibido por SQC e mais empobrecido em relação aos ms-bt granitos do BMC. Para os LILE contidos em fases minerais principais, como Ba e Sr, os teores são similares para todos os ms-bt granitos.

Já as tendências observadas para os granitos Mogi das Cruzes, Mauá e Itapeti, resultam em correlações negativas para Sr e Ba, com combinado aumento em Cs e Rb. Tendências a valores menores de Sr e Ba são observadas para enclaves micrograníticos em relação aos respectivos granitos hospedeiros e podem refletir o caráter cumulático das amostras de granito.

Th e U exibem comportamento contrário em relação à sílica, já que U é positivamente correlacionado enquanto Th apresenta tendência negativa. A feição mais importante é o mais alto teor de Th exibido por ambas as amostras de Santa Branca, a amostra do núcleo do plúton Guacuri e Lagoinha, que destoam da tendência a valores mais baixos e decrescentes observadas para os demais plútons.

Dentre os elementos HFS (High Field Strength Elements) são observadas diferenças significativas entre os grupos, com discreta tendência negativa, em relação à sílica para Nb entre os granitos Mauá, Mogi e Itapeti, que definem também fortes tendências negativas para Hf e Zr. A razão Nb/Ta é semelhante para amostras de granito em relação à sílica, com teores maiores observados para enclaves dos três plútons, confirmando as diferenças observadas para elementos maiores (mais altos Mg# e TiO₂, combinados com menores valores de SiO₂). Dentre os ms-bt granitos mais jovens há também diferenças importantes, visto que aqueles aflorantes no BMC possuem valores de Hf, Zr, Ta e Nb mais altos se comparados a NS, este com valores semelhantes aos observados para SQC. Dentre os demais granitos chama atenção a marcante superioridade dos teores de Hf e Zr de Sabaúna e Lagoinha, que se situam claramente fora do campo definido pelos demais bt granitos e confirmam o caráter distinto de Sabaúna em relação à Mauá.

Fig. 11 – Diagramas de variação de elementos traço de acordo com sílica

Os *spidergrams* com valores normalizados pelo manto primitivo (McDonough & Sun 1995, Fig. 12) mostram perfis semelhantes para rochas de mesma idade. Os plútons de idade 590 Ma apresentam perfis praticamente idênticos, com diminuição dos teores na sequência Itapeti – Mauá - Mogi das Cruzes, e anomalias positivas discretas para Pb e U. Anomalias negativas bem definidas são mostradas apenas por Nb, Ta, Sr e Ti, sendo a

concentração dos demais elementos entre 10 e 100 vezes superiores às do manto primitivo, com exceção de Rb e Cs que atingem valores até 1000 vezes superiores.

Fig 12. Aranhogramas para granitos do leste paulista normalizados pelo condrito de Mcdonough & Sun (1995)

Os ms-bt granitos do BMC (Santa Branca e Guacuri) também apresentam perfis semelhantes e, em comparação com o grupo acima descrito, apresentam anomalias negativas mais discretas para os mesmos elementos e Ba, enquanto que anomalias positivas são praticamente ausentes, exceto por Pb. Perfis com expressivas diferenças são observados para os ms-bt granitos aflorantes a leste do BMC (NS e SQC), que exibem anomalias negativas de Ta e Nb mais pronunciadas até mesmo em relação aos granitos com 590 Ma; anomalias positivas de Pb são também as mais expressivas de todo o conjunto (ainda que o efeito das anomalias negativas vizinhas seja descartado).

Os demais bt granitos apresentam perfis semelhantes, com anomalias de Nb e Ta mais definidas para Lagoinha, comparativamente a Santa Catarina e Sabaúna; anomalias negativas de Ba, Sr e Ti são discretas e semelhantes às de Mauá e Itapeti. Santa Catarina e Lagoinha são os únicos plutons para os quais há anomalias negativas bem definidas de Cs.

3. ISOTOPIA SM-ND, RB-SR E PB-PB

3.1. SISTEMA SM-ND

Amostras representativas de todos os plútons foram destinadas à realização de análises isotópicas Sm-Nd em rocha total, com resultados apresentados na Tabela 4.

Os valores de ϵNd_t calculados com base nas idades de cristalização dos plútons revelam diferenças significativas e mais facilmente observadas em diagramas utilizando sílica como índice de diferenciação (Fig. 13a). Há clara distinção entre granitos mais diferenciados aflorantes em domínios geológicos distintos já que as amostras de NS e SQC apresentam valores menos negativos de ϵNd_t em relação às amostras dos demais ms-bt granitos, com valores de ϵNd_t entre -7,3 e -10, contrastados com o intervalo -15,2 a -18,2 calculados para os plútons Santa Branca e Guacuri (BMC).

Plúton	Amostra	Nd	Nd	Sm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	$\epsilon Nd(t)$	$\epsilon Nd(0)$	TDM(DP)	Idade (Ma)
<i>Itapeti</i>	<i>E35b</i>		72.4	13.4	0.1122	0.511663	0.511229	-12.6	-19.0	2.1	590
	E-27		72.67	11.93	0.0998	0.511687	0.511302	-11.2	-18.5	1.8	590
	E-38a		58.56	9.96	0.1034	0.511600	0.511200	-13.2	-20.2	2.0	590
<i>Mauá</i>	Mau-29		45.35	8.35	0.1119	0.511575	0.511142	-14.4	-20.7	2.2	590
	Mau-26		62.50	11.51	0.1120	0.511617	0.511118	-13.5	-19.91	2.0	590
	<i>Mau-39B</i>		54.73	8.85	0.1090	0.511551	0.511196	-14.6	-21.2	2.1	590
<i>Mogi das Cruzes</i>	E-40a		18.03	3.88	0.1307	0.511556	0.511051	-16.2	-21.1	2.6	590
	E-25a		29.00	5.40	0.1132	0.511602	0.511164	-13.9	-20.2	2.2	590
<i>Santa Branca</i>	E-22		34.90	6.08	0.1059	0.511353	0.510944	-18.2	-25.1	2.3	600
	E-23		27.15	4.37	0.0978	0.511479	0.511101	-15.2	-22.6	2.0	600
<i>Santa Catarina</i>	E-24		64.22	8.97	0.0849	0.511807	0.511479	-7.8	-16.2	1.5	650
<i>Sabaúna</i>	E-26		53.20	8.83	0.1009	0.511565	0.511175	-13.7	-20.9	2.0	600
<i>Guacuri</i>	E-31b		27.20	5.13	0.1147	0.511464	0.511021	-16.7	-22.9	2.4	590
	E-32		63.13	9.72	0.0936	0.511316	0.510954	-18.0	-25.8	2.2	590
<i>Lagoinha</i>	E-11		89.29	13.76	0.0937	0.511633	0.511271	-11.9	-19.6	1.8	580
<i>SQC</i>	E-7		28.16	6.29	0.1357	0.511938	0.511413	-9.1	-13.7	2.1	660
	E-8		25.79	6.46	0.1523	0.511963	0.511374	-9.8	-13.2	2.6	660
<i>NS</i>	E-17		31.69	5.88	0.1129	0.511939	0.511502	-7.3	-13.6	1.7	590
	E-18		16.9	3.68	0.1326	0.511880	0.511367	-10.0	-14.8	2.1	590

Tabela 4 - Sistema Sm-Nd com razões calculadas para idade aproximada de cristalização dos plútons. Amostras em itálico correspondem a enclaves micrograníticos

Dentre os plútons de idade 590 Ma há tendência a decréscimo dos valores de ϵNd_t com aumento de sílica, sugerindo que os mesmos, se cogenéticos, se correlacionam por processos de cristalização fracionada acompanhada por contaminação. Amostras dos plútons Mauá e Mogi das Cruzes apresentam valores similares e mais negativos em relação aos valores exibidos pelas amostras do plúton Itapeti.

Fig. 13 Diagramas evolutivos para o sistema Sm-Nd separados conforme os grupos composicionais. DM corresponde à linha de evolução do Manto Empobrecido de DePaolo (1981). Áreas sombreadas junto ao eixo y correspondem à variação dos valores de ϵ_{Nd_T} enquanto que as áreas sombreadas à direita representam a variação das idades modelo.

A amostra E40 do plúton Mogi das Cruzes apresenta assinatura mais evoluída, com provável contaminação por materiais supracrustais, como sugerido por seu ϵ_{Nd_T} mais negativo; já a amostra E-25 do mesmo plúton, confirma o agrupamento deste em conjunto com Mauá e Itapeti, já que apresenta ϵ_{Nd_T} de -14,5, idêntico ao valor de Mauá (-14,4). A mesma gradação observada para parâmetros químicos com caráter mais primitivo crescente na seqüência Mogi – Mauá – Itapeti, é também observada para os isótopos de Nd (Fig. 13).

Uma vez mais, amostras dos plútons Lagoinha e Sabaúna apresentam comportamento similar ao observado para Mauá e Itapeti; já o plúton Santa Catarina apresenta assinatura distinta, com o ϵNd_t menos negativo de todos os plútons (-7,8), indicando diferenças na natureza dos reservatórios contribuintes para o magmatismo mais antigo do BMC.

Diferenças intra-plúton importantes são observadas para Natividade da Serra e Santa Branca, já que para o primeiro a amostra de ms-bt granito mais diferenciado aflorante na parte central do maciço exibe ϵNd_t mais negativo em comparação ao bt granito da borda do plúton. Já a amostra de leucogranito aflorante no limite norte do plúton Santa Branca (E22) apresenta assinatura isotópica mais evoluída do que a exibida pela variedade mais escura da porção SW do plúton (E23).

As idades de formação dos reservatórios envolvidos na geração dos magmas foram estimadas a partir das idades modelo (TDM, DePaolo, 1981) calculadas com base em teores de Sm e Nd de rocha total. Tais valores podem refletir as idades dos componentes principais participantes na geração dos granitos e os resultados apontam para reservatórios mais antigos para amostras de ms-bt granitos do BMC (~ 2 Ga). Idades mais jovens foram calculadas para os bt granitos (1,5 a 2,2 Ga, Fig. 13). Os granitos NS e SQC exibem valores que se superpõem aos dois grupos (entre 1,73 e 2,3 Ga), com reservatórios mais jovens associados a NS.

Vale citar que as idades mais antigas foram obtidas para amostras com as mais altas razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e podem estar relacionadas ao comportamento diferencial de Sm e Nd durante o fracionamento de fases acessórias, dados os valores muito baixos de Nd das amostras E25 e E18, de Mogi das Cruzes e NS, respectivamente. O caso da amostra E8 do plúton SQC é o mais crítico já que a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ calculada (0,1523) é a mais alta de todo o conjunto, o que sugere superestimativa da idade modelo calculada (2,6 Ga).

3.2. SISTEMA Rb-Sr

Dados isotópicos e elementais são apresentados na Tabela 5 e foram utilizados para cálculo das razões iniciais ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$), com base nas idades de cristalização dos plútons. A Figura 14 mostra as variações entre as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$; como referência uma isócrona de idade 600 Ma com razão inicial de 0.710 é também exibida. Todas as amostras alinham-se próximo à isócrona de referência, à exceção das amostras de NS (somente uma

amostra) e SQC, para as quais os valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são significativamente maiores do que o observado para o restante do conjunto.

Plúton	Amostra	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$
SQC	E-00-7	213.1	130.5	4.753	0.047	0.7721	0.000085	0.72599
	E-00-8	212.7	123.2	5.032	0.045	0.7764	0.000039	0.72758
Lagoinha	E-00-11	272.2	177.3	4.465	0.064	0.7538	0.000038	0.71627
NS	E-00-17	216.3	313.9	1.998	0.031	0.7289	0.000095	0.71209
	E-00-18a	282.7	106.7	7.729	0.039	0.7883	0.000079	0.72327
Santa Branca	E-00-22	326.3	129.8	7.325	0.059	0.7768	0.000031	0.71409
	E-00-23a	320.3	124.3	7.506	0.022	0.7774	0.000047	0.71320
Santa Catarina	E-00-24	247.9	465.4	1.544	0.023	0.7217	0.000065	0.70852
Guacuri	E-00-32	272.5	161.6	4.903	0.084	0.7576	0.000053	0.71566
	E-00-31b	377.7	67.7	16.372	0.243	0.8495	0.000025	0.70946
Itapeti	E-00-27	202.0	247.0	2.358	0.175	0.7242	0.000037	0.71210
	E-02-38a	235.0	380.5	1.791	0.011	0.7281	0.000071	0.71279
Mogi das Cruzes	E-00-25a	251.7	85.3	8.603	0.031	0.7826	0.000023	0.71019
	E-02-40a	284.2	75.7	10.953	0.092	0.7948	0.000067	0.70266
Mauá	MAU-29	196.6	178.2	3.203	0.039	0.7379	0.000063	0.71095
Sabaúna	E-00-26	218.0	193.1	3.270	0.032	0.7380	0.000040	0.71006

Tabela 5 – Dados isotópicos Rb-Sr

O alinhamento da maioria das amostras segundo a isócrona de referência reflete as idades do magmatismo em torno de 600 Ma, tal como evidenciado pela boa correlação obtida com a exclusão das citadas exceções (0.986). Entretanto, mais importante é a clara distinção entre as amostras no diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Todos os biotita granitos se agrupam no extremo menos radiogênico do diagrama, que inclui também a amostra do plúton Lagoinha. O conjunto mais radiogênico é representado por amostras de ms-bt granitos ($0.7095 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i < 0.7157$), com as diferentes amostras do plúton Guacuri marcando os dois extremos da variação, o que confirma o caráter distinto já observado para elementos traço e, embora de modo mais discreto, também para isótopos de Nd.

As variações em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de biotita granitos praticamente se sobrepõem ao observado para os ms-bt granitos ($0.7085 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i < 0.7163$), com as amostras de Mauá e Sabaúna exibindo os valores menos radiogênicos, enquanto Lagoinha exhibe razões já no intervalo observado para os ms-bt granitos do BMC.

Uma vez mais amostras de NS e SQC exibem comportamento distinto em relação aos ms-granitos do BMC com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ entre 0,7233 e 0,7276, portanto muito superiores aos

determinados para Santa Branca e Guacuri. No entanto, a amostra da borda do batólito NS (E17, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de 0,71209) agrupa-se em conjunto com os ms-bt granitos do BMC, agrupamento também observado para alguns elementos traço.

A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ calculada para a amostra E40 do plúton Mogi das Cruzes está muito abaixo da observada para a outra amostra do maciço (E25) e a diferença pode refletir perturbações de seu sistema Rb-Sr, com introdução de Rb ou perda de Sr que poderia implicar em supercorreção da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medida. Adicionalmente, a assinatura não é confirmada por análises obtidas em cristais de plagioclásio (entre 0,715 e 0,7115) e, portanto, mais próximas à observada para a amostra E25, com dados apresentados na Tabela 6 e média utilizada para construção de diagramas multi-isotópicos.

Fig. 14 - Variação de isotopos das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medida (em a) e calculada para a idade 590 Ma (b)

Amostra	Local	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2sigma	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	2sigma	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$
E40	borda	0.71419	0.0003	0.230	0.0263	0.71226
E40	borda	0.71349	0.0002	0.000	0.0216	0.71349
E40	núcleo	0.71605	0.0003	0.027	0.0265	0.71560
E40	borda	0.71369	0.0002	0.302	0.0150	0.71112

Tabela 6 – Dados isotópicos obtidos diretamente em cristais de plagioclásio da amostra E40, plúton Mogi das Cruzes

3.3. ISÓTOPOS DE CHUMBO

3.3.1. Variação intra-amostra

Razões isotópicas de Pb foram obtidas por LA-MC-ICPMS em cristais de feldspato alcalino diretamente sobre fatias de rocha ou seções delgadas das mesmas amostras de

granitos que foram alvo de determinações isotópicas Sm-Nd e Rb-Sr em rocha total. Adicionalmente, uma amostra de gnaiss representativa do embasamento do BMC (ortognaiss Iupeba, amostra Mau-32) foi também incluída para fins comparativos entre as fontes indicadas para os granitos e a assinatura exibida pelos gnaisses do embasamento. Os resultados são apresentados no Anexo III e na Figura 15.

O conjunto de amostras define um espectro amplo para valores de Pb uranogênico e toriogênico, com variações de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15,47 e 15,85; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 17 e 18,2; e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 37,3 e 38,13. O extremo menos radiogênico é representado por amostra de um biotita granito porfirítico do plúton Mauá, enquanto o extremo mais radiogênico é definido por amostras de ms-bt granitos dos plútons NS e SQC, a amostra do ortognaiss Iupeba e pela amostra E32 (centro do plúton Guacuri).

Variações intra-amostra são relativamente restritas e, na maioria dos casos, o espalhamento se dá paralelamente às isócronas de idade magmática (tal qual a isócrona de referência de 600 Ma, Figura 15) e, portanto, a inclinação é compatível com as idades de cristalização, indicando que, para a maioria das amostras, o sistema isotópico de Pb permaneceu fechado após a última homogeneização durante a granitogênese. As amostras de ms-bt granitos E23 e E31B de Santa Branca e Guacuri, respectivamente, apresentam espalhamento diverso, horizontalizado, que pode estar relacionado à perturbação do sistema isotópico por eventos de alteração ou evolução em sistema aberto (contaminação) e tais possibilidades são discutidas em separado.

A fim de determinar o papel de eventuais inclusões portadoras de U e Th no espalhamento observado para os isótopos de Pb, foram realizadas análises de elementos traço sobre os mesmos *spots* utilizados para análises isotópicas, aplicando-se o mesmo diâmetro de feixe e a mesma especificação para os *rasters*. Os valores de U-Th-Pb foram então utilizados para correção das razões obtidas e os dados e resultados da correção são apresentados em conjunto com os dados de isotopia Pb-Pb (Tabela 7). Tendo em vista as baixas razões U/Pb e Th/Pb (menores que 0,05 e 0,03, respectivamente), em todos os casos as correções podem ser consideradas desprezíveis e, portanto, as razões isotópicas obtidas são consideradas iguais ou muito próximas às razões iniciais dos magmas geradores dos plútons estudados. Observa-se, porém, que o padrão de espalhamento observado para as amostras

E31 e E22, oblíquo à isócrona magmática, sugere modificação das razões iniciais por adição de Pb radiogênico, processo discutido no Item 4.3.1.

3.3.2. *Variação inter-amostras*

No diagrama de Pb uranogênico, as amostras situam-se próximas à curva de evolução crustal (SK) de Stacey & Kramers (1975) e desvios para valores mais altos de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ em relação à curva SK são observados para todos os biotita granitos, exceto Mauá para o qual as razões interceptam a curva na idade de 1200 Ma.

Amostras de ms-bt granitos definem dois grupos distintos, sendo um menos radiogênico, com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ no mesmo intervalo dos biotita granitos, formados pela amostra do plúton Mogi das Cruzes, amostra E23 do plúton Santa Branca e alguns pontos da amostra E31 do plúton Guacuri. Estes mostram desvios para valores mais baixos em relação à curva SK, o que é especialmente evidente para as amostras de Santa Branca e Guacuri. Um segundo grupo com assinatura mais radiogênica, é formado por amostras dos plútons NS e SQC, gnaiss Iupeba e a amostra E32 do plúton Guacuri e se situa significativamente acima da curva de evolução de SK.

Cenário oposto é observado para os valores de Pb toriogênico, uma vez que os muscovita granitos mais radiogênicos localizam-se próximo à curva SK, enquanto que desvios para valores maiores de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ são observados para os outros dois grupos (se considerarmos o valor esperado na curva SK de acordo com o valor $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de cada ponto). As variações aproximam os bt granitos da curva de evolução da crosta continental inferior proposta por Zartman & Doe (1981).

3.3.3. *Estimativas das razões iniciais de isótopos de Pb*

A origem do espalhamento observado nas razões isotópicas de Pb é incerta e, ainda que paralelo à isócrona de idade magmática, este pode indicar amostragem de pequenos volumes de fases portadoras de U e Th ou evento pós magmático de perda de Pb. O fato de que a maioria das amostras situa-se próximo à curva de evolução em dois estágios da crosta silicática indica que, se presente, a perturbação não resultou em grandes modificações do

sistema isotópico e as razões obtidas constituem estimativas razoáveis das razões iniciais dos magmas.

Figura 15 –Variação para Pb uranogênico e toriogênico para amostras representativas dos diferentes grupos composicionais + amostra do embasamento. Curvas de referência para crosta continental média em ambos os espaços são de Stacey & Kramers (1975); evolução da crosta continental inferior (Lower Crust ZD) é de Zartman & Doe (1981). Isócrona de referência no diagrama uranogênico é de 600 Ma. Campos para crosta inferior (Lower Crust - LC) and superior (Upper Crust - UC) no diagrama uranogênico são de Rudinick & Goldstein (1990) and Millot *et al.* (2004), respectivamente.

Assim, para a análise de relações inter-isótopos apresentadas no item de discussão, foram escolhidos os valores representativos, com base nos seguintes critérios:

- Razões menos radiogênicas nos casos em que o espalhamento se dá ao longo de isócronas (casos de Mauá, Guacuri (amostra E32), Santa Branca (E23), Itapeti (E38) e Mogi das Cruzes;
- Valores médios excluindo-se pontos anômalos, para os casos em que o espalhamento define um *cluster* principal com variações para alguns pontos (caso da amostra Mau-32, Itapeti (E27), Santa Catarina e Sabaúna); em todos os casos dois dentre cinco valores foram excluídos;
- Pontos com menor influência de processos modificadores, considerados mais detalhadamente no item de discussões (casos das amostras E22 e E32, plútons Santa Branca e Guacuri, respectivamente).

4. DISCUSSÃO

4.1. CONSIDERAÇÕES SOBRE AS FONTES DO MAGMATISMO

4.1.1 Idades dos reservatórios e fontes envolvidos

As idades das fontes envolvidas na geração do magmatismo granítico podem ser investigadas a partir da apreciação das idades U-Pb obtidas em cristais de zircão herdado, no entanto, o caráter discordante de algumas das idades traz problemas quanto ao modelo de perda de Pb assumido (atual ou na idade magmática), o que fica claro na apreciação da Fig. 16, que traz os histogramas de frequência das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em núcleos herdados (Fig. 16a, com perda de Pb recente) e as idades de intercepto superior obtidas a partir da ancoragem dos pontos na idade magmática (Fig 16b, com perda de Pb durante o magmatismo).

Como esperado, as idades assumindo perda de Pb durante a atividade magmática são mais antigas em comparação às idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos pontos individuais. Portanto, os resultados ancorados e não ancorados são considerados estimativas máximas e mínimas das

idades das rochas envolvidas na gênese dos granitos estudados e podem ser representados pelos intervalos de idades 1,48-2,0 Ga e 1,0 - 1,76 Ga, respectivamente.

Eventos de perda de Pb durante o evento magmático em cristais herdados são bastante comuns, dadas as temperaturas alcançadas por esses magmas e o intervalo de idades mais antigas é considerado representativo das idades dos protólitos amostrados durante o magmatismo, implicando em predominância de fontes com idades paleoproterozóicas. É provável que as rochas precursoras do magmatismo tenham sofrido retrabalhamento em eventos mesoproterozóicos, tal como sugerido pela presença de idades < 1,4 Ga em praticamente todos os plútons (inclusive com idades discordantes em apenas 5%).

Fig. 16– a) Histograma-resumo das idades individuais $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cristais de zircão herdados para todos os plútons; b) histograma de frequência das idades de intercepto superior para pontos individuais, com regressão ancorada à idade magmática.

As idades paleoproterozóicas estão em concordância com as idades modelo TDM (valor médio $2.0 \pm 0,3$ Ga) calculadas com base nos dados com razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ inferiores a 0,111 e indicam que o maior evento de geração de crosta se deu durante o Paleoproterozóico, com subseqüentes eventos de geração de rochas durante o Mesoproterozóico.

A idade TDM relativamente mais jovem obtida para o plúton Santa Catarina (1,47 Ga) é compatível com o retrabalhamento de fontes também mais jovens, porém a

participação de rochas mais antigas deve ser considerada haja vista a presença de herança em 2,1 Ga num dos cristais analisados.

4.2. ELEMENTOS TRAÇOS

A variação composicional dos reservatórios crustais envolvidos na geração dos plútons estudados é sugerida por algumas razões LILE/HFSE que, segundo Brown *et al.* (2004) não são significativamente alteradas durante processos de fusão parcial e diferenciação e, portanto, podem ser utilizadas para investigação de contribuições de diferentes níveis da crosta na geração dos granitos estudados. Como exemplo, apresenta-se diagrama com variações de razões Th/La (Planck, 2005, Fig. 17), que revela contribuição importante de materiais de elevada razão Th/La na gênese dos ms-bt granitos, sugerindo ainda participação importante de material sedimentar para as amostras de Santa Branca e Natividade da Serra (também implicada pelas maiores razões Rb/Sr, maiores teores de Cs, Th e U). Para os bt granitos o alinhamento das amostras próximo à linha de razão Th/La semelhante à da crosta continental média, sugere amostragem de proporções variadas entre diferentes níveis crustais, já que amostras de Mauá e Itapeti apresentam valores inferiores à média crustal (indicando possível participação de níveis crustais mais profundos) e os demais bt-granitos apresentam razões levemente superiores às da crosta média indicando participação de níveis mais rasos.

O empobrecimento significativo em ETRP da amostra do plúton Santa Catarina indica participação de níveis crustais mais profundos, nos quais plagioclásio não é fase predominante (dada a discreta anomalia de Eu) e alguma fase retentora de ETRP deve estar presente, indicando a possibilidade de contribuição de crosta continental profunda, provavelmente rica em granada.

Razões REE servem de guia para fases residuais sensíveis à pressão e temperatura na região de formação dos magmas amostrada durante a granitogênese (Kay & Mpodozis, 2002). Assim é que as relações entre ETRP e ETRL (Fig. 17b) revelam importantes diferenças entre os plútons mais primitivos (do ponto de vista isotópico, cf. próximo subitem) e os demais granitos, que podem estar diretamente relacionados à natureza das fontes, uma vez que as amostras de Santa Catarina, Natividade da Serra e Serra do Quebra

Cangalha apresentam maiores razões La/Sm indicativas de fases portadoras de Sm no material residual (provavelmente de alta pressão como granada, por exemplo) e que, apenas para Santa Catarina, as maiores razões em ETRP são acompanhadas por aumento das razões ETRL.

Diferenças são ainda observadas para amostras de Santa Branca e Guacuri, que apresentam comportamento distinto, não associado puramente a fracionamento, já que há divergências também para assinaturas isotópicas. O enriquecimento dos magmas em ETR relaciona-se diretamente ao potencial de incorporação da mineralogia de fontes enriquecidas que, por sua vez, relaciona-se à temperatura do magma. O fato é evidente quando se considera as temperaturas de saturação em zircão das amostras (Fig. 17 c) que revela temperaturas significativamente mais altas para os bt granitos, podendo ser esta a explicação para os maiores valores ETRL/ETRP de Lagoinha e Santa Branca, já que do ponto de vista isotópico as mesmas são semelhantes aos grupos aos quais pertencem e os maiores valores de ETR podem ser reflexo apenas da fusão eficiente da mineralogia acessória de suas fontes.

Fig. 17 – Razões de elementos traço de significado petrogenético. a) Variações Th/La normalizadas pelos valores de Nb; b) Variações de razões ETR com vetores de aumento de pressão e enriquecimento de Kay & Mpodozis (2002); c) variação de teores de Zr em relação à sílica com curvas de isso-temperatura calculadas segundo formulação de Watson & Harrison (1983), parâmetro M calculado para SiO₂ de acordo com a equação de regressão ($M = -0,0123 \times \text{SiO}_2 + 1,721$) para todas as amostras com coeficiente de correlação 0,9983, seguindo modelo de Kemp *et*

As temperaturas de saturação semelhantes obtidas para NS e SQC e ms-bt granitos do BMC são consistentes com o modelo de geração a partir de quebra da muscovita e, portanto, as diferenças composicionais, reforçadas pelas dissimilaridades isotópicas, devem refletir a composição variável de seus protólitos.

4.3. INFERÊNCIAS A PARTIR DE ASSINATURAS ISOTÓPICAS

4.3.1. Sistema isotópico Pb-Pb

O sistema isotópico U-Th-Pb é um dos mais promissores traçadores geoquímicos disponíveis, já que envolve as inter-relações entre três pares “pai-filho” independentes entre si e com distintas constantes de decaimento. Adicionalmente, o comportamento diverso entre os elementos envolvidos e as assinaturas características dos diferentes reservatórios terrestres permitem tecer inferências importantes sobre as fontes envolvidas na geração de granitos. Se descartado o espalhamento intra-amostra ao longo das isócronas de idade magmática (Fig.15), a tendência geral de aumento das razões uranogênicas não tem significado geocronológico e a variação pode, portanto, ser representativa de misturas entre reservatórios distintos (a regressão através de todos os pontos resulta em idade 1291 ± 870 Ma, valor mais alto se aproxima das idades TDM, porém o erro é muito alto para que o dado tenha significado geológico). Adicionalmente, as diferenças não poderiam ser geradas pela evolução isotópica de uma fonte única, dado que o intervalo restrito observado para o magmatismo (~120 Ma) não permitiria a evolução para valores tão divergentes de fontes parecida com a indicada para o plúton Mauá.

A hipótese foi testada aplicando-se simples modelo de mistura tomando como membros finais a composição da crosta continental inferior rejuvenescida por orogênese de idade próxima às idades de herança obtidas para as amostras (1,4 - 1,7 Ga) e a composição da crosta continental superior, com melhor estimativa proposta por Asmeron & Jacobsen (1993), com base em análises de material em suspensão em rios. O conceito de crosta inferior rejuvenescida foi introduzido por Rudnick & Goldstein (1990) e considera o enriquecimento do reservatório durante eventos orogenéticos por *inputs* de material radiogênico da crosta superior e do manto (LC – II).

O resultado, apresentado na Fig. 18, define vetor de mistura que passa por sobre os pontos menos radiogênicos das amostras revelando a possibilidade de que a amostragem do magmatismo sin-orogênico se deu com adições crescentes de material da crosta continental inferior rejuvenescida ao magmatismo granítico. A maioria dos ms-bt granitos (NS, SQC, a amostra E32 do plúton Guacuri e o gnaiss Iupeba) situa-se mais próximo ao membro final crosta continental superior, enquanto amostras de Mogi das Cruzes e E23 de Santa Branca plotam em conjunto com os bt granitos, deslocados no sentido do membro final LC - II.

O espalhamento intra-amostra das razões obtidas para as amostras E22 e E31, pertencentes aos plútons Santa Branca e Guacuri, respectivamente, se dá paralelamente ao vetor de mistura, indicando a possibilidade de que as mesmas refletem homogeneização ineficaz das razões isotópicas de Pb das fontes envolvidas na geração desses plútons.

Assumindo que as atuais assinaturas isotópicas de Pb podem ser simplificadas como produto de dois estágios evolutivos, foram calculados valores de μ_1 e μ_2 (razão $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de cada estágio) a partir das equações:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i + \mu_1(e^{\lambda_{238}T} - e^{\lambda_{238}t}) + \mu_2(e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$e$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i + \mu_1(e^{\lambda_{235}T} - e^{\lambda_{235}t}) + \mu_2(e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

Onde: $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ são as razões isotópicas medidas nas amostras, o índice i corresponde à razão isotópica inicial da Terra (iguais às razões isotópicas do Troilito), λ_{238} e λ_{235} são as constantes de decaimento dos isótopos ^{238}U e ^{235}U , T = idade da Terra (4,56 Ga) e t = é a idade média da crosta amostrada, tomada como idades TDM nesse caso.

As variações de μ_1 e μ_2 em relação às idades TDM são mostradas na Fig. 18 b) e c) e indicam contribuição de material relativamente semelhante para o primeiro estágio evolutivo, com valores comparativamente mais baixos de μ_1 observados para amostras de ms-bt granitos sugestivos da participação de protólitos menos radiogênicos, de residência crustal algo mais alta (potencialmente exaurido por retrabalhamentos posteriores ao principal evento de geração de crosta). Tal fato indica que o desvio para valores mais

radiogênicos dos mesmos provavelmente não se deu durante o principal evento de geração dos protólitos (1,4 - 1,7 Ga).

A apreciação dos valores de μ_2 soluciona a questão e revela contribuição de materiais marcadamente mais radiogênicos para amostras de ms-bt granitos em comparação aos menores valores observados para bt-ms granitos. A homogeneização dos isótopos de Pb pode ter ocorrido em qualquer ponto entre a incorporação do protólito à crosta (TDM) e a idade magmática, porém a mistura de material mais radiogênico durante a granitogênese é sugerida por diferenças observadas para amostras do plúton Guacuri, que requerem contribuição diferencial de reservatórios variados na geração do plúton, mais facilmente explicada por contaminação por material supracrustal durante o estágio magmático para a amostra E32.

Fig. 18 - Fontes envolvidas no magmatismo. a) modelo de mistura simples considerando a composição da crosta continental inferior rejuvenescida (modelo II, Rudnick & Goldstein, 1990) e a crosta continental superior (Asmeron *et al*, 1993). b) e c) variação dos valores dos valores de μ_1 e μ_2 de acordo com as idades modelo calculadas

4.3.2. *Inter-relações isotópicas*

As relações entre os isótopos de Sr e Nd são mostradas na Fig 19a que apresenta a variação dos ϵNd_t e razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ calculadas para as idades dos plútons. É clara a distinção entre os ms-bt granitos do BMC e aqueles aflorantes leste do bloco, já que para os últimos a assinatura primitiva dos isótopos de Nd contrasta com as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ elevadas, compatível com crosta superior (de alto Rb/Sr) relativamente jovem.

Os plútons portadores de enclaves micrograníticos, por sua vez, recobrem intervalo de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ semelhantes, que combinado com variações significativas de ϵNd_t indicam que o evento magmático datado em ~590 Ma amostrou níveis crustais progressivamente mais antigos de Itapeti - Mauá para Mogi das Cruzes. Os valores obtidos para amostras dos plútons Sabaúna e Lagoinha são semelhantes ao do grupo acima descrito, porém para Lagoinha a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ é maior em relação aos demais bt granitos e intermediária entre estes e os valores observados para NS e SQC, o que indica contribuição de material semelhante ao gerador desses plútons na gênese de Lagoinha, que pertence ao mesmo domínio geológico de NS e SQC.

A amostra E17, do núcleo do plúton NS apresenta assinatura isotópica distinta da amostra de borda do plúton e semelhante à exibida pelo plúton Santa Catarina. Ambos exibem assinatura mais primitiva de Nd e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ relativamente baixos. McCulloch & Wasserburg (1978) afirmam que tal combinação, quando associada a rochas paraderivadas, pode refletir contribuição de sedimentos (ou metassedimentos) previamente submetidos a sucessivos ciclos de alteração, com conseqüente depleção em Rb, e retardamento na evolução das assinaturas isotópicas de Sr, processo este potencialmente responsável pelas assinaturas da amostra E17. Já os valores observados para a amostra E13 do plúton NS e pelas amostras de SQC (ϵNd_t pouco negativos e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ altos) são compatíveis com derivação a partir de crosta continental superior jovem, i.e., crosta superior não extensamente retrabalhada.

Finalmente, amostras de ms-bt granitos do BMC (Guacuri e Santa Branca) exibem valores de ϵNd_t fortemente negativos, que combinados com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ variáveis e menos evoluídas em relação aos bt granitos sugerem atuação de componente crustal de

elevada residência e quimicamente exaurido em relação às fontes de NS e SQC, dadas as suas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ são mais baixas.

Assim, a despeito das idades T_{DM} similares, as fontes envolvidas na geração desses granitos são derivadas de níveis crustais diferentes, tal como também evidenciado pelas relações observadas entre as razões $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (representativas das razões Th/U das fontes) e os valores de ϵNd_t (Fig. 18b), na qual se nota a participação de pelo menos quatro reservatórios distintos na geração dos granitos estudados.

A fonte principal dos ms-br granitos aflorantes a leste do BMC apresenta razão Th/U baixa, e assinaturas isotópicas de Pb extremamente radiogênicas, o que atrelado ao ϵNd_t pouco negativo indicam a participação de crosta continental superior jovem.

Os ms-bt granitos aflorantes no BMC apresentam características de participação de fonte também de baixa razão Th/U, com isótopos de Pb radiogênico e ϵNd_t baixos, todas assinaturas indicativas de participação expressiva de fonte relacionada à crosta superior, porém de residência crustal mais prolongada do que o observado para os NS e SQC.

Os biotita granitos e a amostra do Plúton Mogi das Cruzes apresentam valores Th/U mais altos, assinatura de Pb pouco radiogênica e valores de ϵNd_t intermediários, indicando como componente principal crosta continental inferior de residência crustal menos prolongada em relação aos ms-bt granitos.

Enfim, o caso mais divergente é aquele exibido pela amostra do plúton Santa Catarina, que apresenta razão Th/U semelhante às dos demais bt granitos, porém com ϵNd_t pouco negativo indicando a participação de crosta continental inferior juvenil ou algum componente mantélico.

Amostragem de reservatórios variados, sugeridas pela apreciação de sistemas isotópicos individuais, são provavelmente importantes e a inter-relação entre estes fica clara no diagrama $\Delta 207/206$ (desvio observado em relação à SK, com valores) contra ϵNd_t (Fig. 16 b), já que a correlação linear observada é indicativa de mistura intra-crustal entre protólitos de razão U/Pb distintas e com diferentes idades de residência crustal.

Fig 18 Correlação multi-isotópica entre os sistemas Nd-Sr (a) e Nd-Pb (b) e (c). Em b) linha representa vetor de mistura intra-crustal.

Além disso, diferenças significativas são observadas para amostras diferentes pertencentes a um dado plúton (caso de Guacuri, NS e Santa Branca) e indicam a participação de reservatórios distintos nas gêneses dos plútons, sugestivas de que simples fracionamento magmático não é responsável pelas divergências observadas.

4.4. CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS

Petrogênese dos plútons Mauá, Mogi das Cruzes e Itapeti

As rochas dos plútons portadores de enclaves micrograníticos - Mauá, Mogi das Cruzes e Itapeti - apresentam semelhanças marcantes relacionadas não apenas às suas feições de campo e petrografia, mas também às suas assinaturas geoquímicas e, sobretudo isotópicas, todas indicativas de provável cogeneticidade.

Alves *et al.* (submetido, vide Anexo IV) indicam que a formação desses enclaves está relacionada à dinâmica da câmara magmática, com eventos de repleenchimento que, quando ocorrem após a cristalização parcial do magma preenchendo a câmara principal, ocasionariam a geração de enclaves química e isotopicamente semelhantes às rochas hospedeiras.

Tal dinâmica é importante parte da evolução magmática dos plútons e deve estar diretamente associada às tendências de fracionamento observadas para as rochas, uma vez que em eventos de repleenchimento envolvendo rejuvenescimento térmico da câmara é comum haver mobilização de material intersticial quimicamente mais evoluído e potencialmente já contaminado que se desaloja do *mush* granítico da base e, por contraste de densidade, tende a migrar para porções superiores da câmara. Processos desse tipo poderiam dar origem a uma variação composicional e isotópica similar à observada para a associação Itapeti – Mauá – Mogi das Cruzes, em ordem de fracionamento (Murphy *et al.*, 2000; Bachmman & Bergantz, 2008).

O produto desse processo é análogo ao obtido por eventos de ACF (com contaminação potencial em ambos os *sites* de residência do magma mais diferenciado) e a evolução química pode, portanto, ser modelada via simples equações de Cristalização Fracionada. Verificou-se de modo expedito a possibilidade de associação por AFC, baseando-se na

distribuição de elementos traço e em seguida por modelamento dos efeitos da atuação combinada de processos de contaminação e fracionamento.

Para construção de modelos utilizando-se elementos traços tomou-se por magma parental a composição da amostra E35B, um enclave microgranítico quimicamente primitivo do plúton Itapeti. Os valores de coeficientes de partição utilizados são apresentados na Tabela 8 e foram todos obtidos do banco de dados GERM (Geochemical Earth Reference Model, www.earthref.org e referências aí contidas). A proporção modal utilizada para cálculo dos coeficientes totais (0,3 feldspato alcalino, 0,38 plagioclásio, 0,10 biotita, 0,093 allanita, 0,88 apatita e 0,07 zircão) considera a média da composição modal das rochas de Itapeti acrescidas de valores de proporção normativa de minerais acessórios para cálculo dos coeficientes de partição dos ETR.

Fig. 19 – Resultados da simulação evolutiva dos plútons Mauá, Mogi das Cruzes e Itapeti por eventos de cristalização fracionada e assimilação. Procedimentos e maiores detalhes apresentados no texto

Os resultados da simulação (Fig. 19 a,b,c) confirmam a associação das rochas por eventos de cristalização fracionada e permitem tecer considerações importantes sobre a evolução dos magmas envolvidos, indicando que as composições observadas para o granito porfíritico típico de Mauá podem ser produzidas por cristalização de 20% de magmas

semelhantes à amostra E35B de Itapeti, enquanto para Mogi das Cruzes essa proporção seria de 30-35%.

Algumas amostras de granitos típicos dos plútons Itapeti e Mauá podem refletir acumulação de feldspato alcalino, como sugerido pelo enriquecimento relativo em Ba (Fig. 19a); no caso de Mauá, a simulação da trajetória de cristalização dos bt granitos utilizando o programa MELTS (Ghiorso & Sack, 1995) sugere que feldspato alcalino é fase *liquidus* (Alves *et al.*, submetido).

A diminuição dos valores de ϵNd_t de Itapeti até Mogi das Cruzes poderia ser explicada por contaminação por materiais de mais alta residência crustal, semelhantes às fontes modeladas para os ms-bt granitos Guacuri e Santa Branca. Xenólitos micáceos e gnáissicos de ocorrência abundante nos plútons Mauá e Itapeti não são bons candidatos a materiais contaminantes tendo em vista as assinaturas relativamente primitivas do primeiro (cf. assinaturas da amostra Mau-37A, dados apresentados na parte III da tese) e a alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ da amostra de xenólito gnáissico (Mau-6A, parte III) incompatíveis com o padrão isotópico observado entre Mauá – Mogi das Cruzes - Itapeti.

		Fases Minerais					
		FK	plg	Bt	all	zr	ap
Prop. Modal		30	38	10	0.093	0.07	0.88
recalc. 100		37.95	48.08	12.65	0.12	0.09	1.11
Coeficientes de partição	Ba	8.00	0.80	3.00	--	--	0.18
	La	0.07	0.42	--	2300.00	7.20	19.70
	Ce	0.04	0.24	--	2060.00	--	20.20
	Sr	0.90	9.00	0.64	0.78	--	4.59
	Sm	0.02	0.14		956.00	17.00	84.00
	Nd	0.02	0.22	0.90	1400.00	--	57.00

Tabela 8 – Coeficientes partição utilizados no modelamento.

4.4.2 *Petrogênese dos plútons Guacuri e Santa Branca*

Os ms-bt granitos Guacuri e Santa Branca contrastam química e isotopicamente com os batólitos situados a leste do BMC. A derivação por anatexia crustal é confirmada por altos teores de sílica, caráter peraluminoso e proporções entre minerais félsicos não muito distintas do mínimo granítico. O ambiente de geração de ambos pode ser também

semelhante, já que em diagramas de discriminação tectônica usando Rb, Hf e Nb (Pearce *et al*, 1984, Fig. 20) as amostras se situam entre os campos de Arcos Magmáticos e Sin-colisional, e o uso de Y como HFSE discriminante acentua a assinatura sin-colisional dos mesmos.

As importantes variações observadas para os isótopos de Pb dentro de cada um desses plútons são também registradas para isótopos de Sr e Nd, indicando que sua gênese envolve contribuições de fontes múltiplas e distintas daquelas inferidas para os demais plútons estudados. Os dois plútons possuem baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, que combinadas com as assinaturas isotópicas de Nd empobrecidas, sugerem derivação a partir material crustal antigo, potencialmente retrabalhado, com possível perda de Rb durante eventos de reciclagem crustal.

Figura 20 – Diagramas de classificação tectônica baseados em elementos traço

O espalhamento intra-amostra das assinaturas de Pb pode refletir mistura entre materiais de composição isotópica distinta, com valores intermediários representativos de diferentes proporções dos extremos (contribuição de fontes distintas) ou processo de contaminação durante a magmatogênese. No primeiro caso, as variações deveriam resultar em correlações lineares, o que estaria refletido em bons coeficientes de correlação nas regressões entre $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Para o plúton Guacuri este é extremamente baixo

($r^2=0,56$ para Guacuri), sendo improvável que o espalhamento seja fruto desse processo, já a boa correlação obtida para o plúton Santa Branca ($r^2=0,91$) indica que mistura entre reservatórios distintos durante a gênese do plúton pode ser o processo responsável pela variação intra-amostra observada.

Para as variações da amostra E-31 do plúton Guacuri uma explicação possível considera que a evolução isotópica da amostra se deu múltiplos estágios sendo o primeiro correspondente à evolução do manto até a extração de magma para geração de reservatório na crosta inferior, assumida como 2.27 Ga, de acordo com a idade TDM da amostra, com valor μ_1 de 7, que corresponde à razão U/Pb calculada a partir dos valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ integrados para a idade T_{DM} .

O último estágio evolutivo seria representado pelo retrabalhamento do reservatório há 600 Ma (idade de cristalização do magma), com μ de 11 calculado para o ponto mais próximo da curva de evolução do reservatório há 600 Ma. O resultado do modelo é mostrado na Figura 21 e, como se nota, o espalhamento das razões se dá entre as isócronas T_{DM} e de idade de cristalização, o que indica que o modelo de evolução em dois estágios pode ser o responsável pelo espalhamento observado nas razões isotópicas da amostra E 31 e que a homogeneização das razões no segundo estágio foi incompleta resultando em comportamentos distintos entre U e Th, com a conseqüente geração de assinaturas isotópicas de Pb heterogêneas.

Outra alternativa considera que o espalhamento das razões iniciais segundo a paleo-isócrona transportada se deva a perturbação metamórfica de idade representada pelo ponto de intersecção entre a isócrona e a curva evolutiva do segundo estágio (Moorbath & Taylor, 1981). No caso em apreço, a idade de perturbação do sistema é representada pelo ponto E31A-3 (ponto menos radiogênico da amostra) situado próximo à idade de 600 Ma da curva evolutiva modelada, portanto próximo à idade de cristalização do maciço, o que indica que o processo potencialmente modificador das assinaturas provavelmente ocorreu durante o magmatismo e não posteriormente a este. Vale citar que o bom alinhamento das variações isotópicas de Santa Branca em relação ao modelo proposto para o plúton Guacuri indica a possibilidade de que o mesmo processo pode ter atuado também neste plúton, a

despeito da boa correlação linear observada para os pontos também compatível com contribuição de fontes distintas.

Figura 21 – Simulação da evolução isotópica de Pb em dois estágios para amostras dos plútons Santa Branca e Guacuri

4.4.3 *Petrogênese dos plútons a leste do BMC*

Dentre os plútons estudados aqueles aflorantes a leste do BMC possuem assinaturas características e diferentes daquelas observadas para as ocorrências do bloco. A origem por anatexia crustal é também sugerida para os ms-bt granitos NS e SQC, porém ambiente de formação distinto daquele admitido para ms-bt granitos do BMC é sugerido pelas assinaturas de elementos traço dos dois plútons, indicativas de origem em ambiente de arco vulcânico (Fig. 20). Apesar da diferença de idade observada para estes, as assinaturas exibidas por NS e SQC são compatíveis e apresentam combinação de assinatura de Sr altamente radiogênica com assinatura de Nd pouco evoluída, sugestivas de derivação a partir de materiais pouco retrabalhados (sem perda de Rb) e relativamente juvenis. Tais assinaturas indicam participação de crosta continental oriunda de erosão de protólitos juvenis ou por fusão destes. Enquanto as amostras de SQC mostram consistência marcante para todas as assinaturas químico-isotópicas, as amostras do batólito NS mostram variação importante, principalmente para isótopos de Sr, já que a amostra E-18 da porção central do batólito NS exibe assinatura de Sr extremamente evoluída, enquanto que a amostra da borda possui valor próximo aos observados para ms-bt granitos do BMC. Essas variações

indicam que o magmatismo gerador de NS contou com contribuições de fontes quimicamente semelhantes, porém com assinaturas isotópicas indicativas de contribuição de material com menor razão Rb/Sr em relação à fonte principal da porção central do batólito e de seu vizinho SQC.

O plúton Lagoinha constitui a única ocorrência de bt granito estudada aflorante fora do BMC. Exibe idade semelhante à dos plútons Itapeti, Mauá e Mogi das Cruzes, porém diferenças geoquímicas (e.g. razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, ETR totais muito superiores, e razão $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ mais altas) e isotópicas (assinaturas de Sr mais radiogênicas e menor Th/U na fonte) indicam participação de reservatório distinto, com períodos de residência semelhantes aos dos bt granitos do BMC, porém com maior razão Rb/Sr, como sugerido pela assinatura de Sr mais radiogênica.

4.4.4 Os plútons Sabaúna e Santa Catarina

O plúton Sabaúna exibe idade de cristalização que, considerado o erro associado, é mais antiga que as estimativas de idade dos plútons Mauá, Itapeti e Mogi das Cruzes. No entanto, em diagramas de elementos traço e isotopia, a amostra analisada se agrupa sempre em conjunto com as amostras de Mauá e o magmatismo parece ter incluído contribuições da mesma seção crustal amostrada pelo magmatismo gerador dos plútons de idade 590 Ma. Entretanto, além da idade de cristalização mais antiga, parecem faltar ao plúton os característicos enclaves micrograníticos, indicando que, a despeito da contribuição de fontes semelhantes, os processos evolutivos deste diferem dos propostos para aqueles plútons.

As assinaturas únicas exibidas pela amostra do plúton Santa Catarina indicam que a participação de material juvenil provavelmente desempenha papel importante na gênese do plúton, dado que as assinaturas de Nd relativamente primitivas, as baixas razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$, a discreta anomalia negativa de Eu, o empobrecimento em ETRP e a ausência de empobrecimento em ETR médios (resultando em razões La/Yb maiores) são todas indicativas de protólito mais primitivo, possivelmente mantélico, uma vez que as assinaturas de Pb e Nd são muito semelhantes às associadas ao Manto Enriquecido II (EMII, Dickin,

1997). Tal fato sugere diferenças significativas nos processos de geração de magma há cerca de 640 Ma no BMC, embora as idades de herança em zircão observadas no plúton semelhantes às aquelas identificadas nos granitos mais jovens, o que poderia ser sugestivo de participação de reservatórios crustais semelhantes aos que geraram esses granitos.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os estudos realizados em amostras representativas de plútons graníticos aflorantes no leste paulista indicam que o estágio pós-colisional da Orogênese Brasileira na porção central do Terreno Embu foi marcado por intensa atividade magmática, com pico de geração de rochas entre 600 e 580 Ma, coincidente com a chamada Orogênese Rio Doce de Campos Neto & Figueiredo (1995).

Crosta continental antiga, de prolongada residência e gerada durante evento principal em torno de 2 Ga, constitui a fonte principal de todos os granitos estudados, porém retrabalhamento intracrustal durante o Mesoproterozóico, inclusive com geração de rochas - como denunciado por idades de herança concordantes em torno de 1 Ga - foi provavelmente importante e pode ser, em parte, responsável pela “exaustão” das fontes com conseqüente empobrecimento em Rb refletida em baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, característica principal das fontes de ms-bt granitos do BMC. Retrabalamento de crosta continental de alta residência crustal é sugerida também para os bt granitos, uma vez que relativa empobrecimento em U (cf. evidenciado por assinaturas menos uranogênicas), mas não de Th (cf. sugerido pelos desvios para razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ maiores) observada poderia ter sido causada por evento metamórfico prévio, com geração de rochas ricas em U e pobres em Th e resíduo com assinaturas complementares a essas.

Como não são observadas correlações definidas entre variações químicas e as idades de cristalização dos plútons, tem-se que a “coleção” de magmas se deu em porções variáveis da crosta, em episódio de curta duração (intervalo máximo de 15 Ma). Fica claro, porém que as assinaturas isotópicas (especialmente de Nd) são incompatíveis com a adoção de processo de evolução comagmática para todo o conjunto. O retrabalhamento intracrustal pode, ainda, ser o responsável pelos vetores lineares observados para isótopos de Pb e Pb *vs* Nd, que indicam mistura entre membros finais semelhantes à fonte de Mauá (baixo Sr, Nd

intermediário e Pb pouco radiogênico) e fontes semelhantes às modeladas para os plútons Santa Branca e Guacuri (amostras E22 e E32, Sr menos radiogênico, ϵNd_t negativos). Estes, apesar das idades pertencentes ao intervalo principal de geração de granitos, possuem assinaturas de elementos traço compatíveis com cenário sin-colisional, que podem advir de adições de componente derivado da fusão de crosta continental superior (evidente, sobretudo, para Santa Branca, com razões Th/La muito superiores à media crustal) como sugerido pelo padrão de distribuição de isótopos de Pb das diferentes amostras desses plútons.

Importantes também são as diferenças para isótopos de Pb observadas entre os ms-bt granitos do BMC e a amostra do ortognaisse do embasamento, que sugerem que os granitos, apesar de para-derivados, não podem ser assumidos como diretamente oriundos de fusão de rochas semelhantes às suas encaixantes, porém podem ter sido por essas contaminados, como sugerido pelo agrupamento da amostra E32 do plúton Guacuri no campo mais uranogênico dos diagramas de Pb isotópico. Entretanto, a condução de análises para os sistemas Sm-Nd e Rb-Sr para a mesma amostra de ortognaisse é necessária para confirmação das sugestões baseadas apenas em isótopos de Pb.

As assinaturas químicas dos plútons mais antigos, aflorantes dentro e fora do Bloco Mogi das Cruzes (plútons Itapeti e Serra do Quebra Cangalha) destoam significativamente das supracitadas e a confirmação de suas idades mais antigas, sugere a possibilidade de que o Arco Magmático formador do Complexo Rio Negro que precedeu a Orogênese Rio Doce (Tupinambá *et al.*, 1999) incluiu também o Terreno Embu. A obtenção de idades ~650 Ma para plútons aflorantes tanto a norte quanto a sul da Falha de Taxaquara indica que, se a mesma delimita domínios geológicos distintos, tais domínios já se haviam justaposto quando da origem desses plútons. Adicionalmente, pelo menos para o BMC, o caráter mais primitivo da amostra do plúton Santa Catarina, ainda que em menor grau do que aquele exibido por rochas da porção oriental da Faixa Ribeira, sugere a participação de rochas semelhantes às fontes dos gnaisses dioríticos aflorantes em domínio equivalente ao Complexo Costeiro no Rio de Janeiro (Tupinambá *et al.*, 2000).

As diferenças nas assinaturas de plútons de idades de cristalização próximas aflorantes dentro e fora do BMC indicam que o arcabouço crustal entre as Falhas de Taxaquara e

Cubatão era em parte diferente do restante do Terreno Embu, com fontes crustais submetidas a retrabalhamento mais intenso processo aparentemente não importante nas fontes das ocorrências a leste do bloco. Tal fato é indicativo de que as fontes do BMC seriam isotopicamente distintas e confirmam o caráter único e individualizado do Bloco Mogi das Cruzes.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. (1981). Brazilian structural provinces: an Introduction. *Earth Sciences Review*, **1**, 1-29.

Alves, A.; Janasi, V.A.; Simonetti, A. & Heaman. (2009) 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 xenocrystset. (submetido)

Alves, F.R. (1975). *Contribuição à geologia da região de Salesópolis-Guararema, SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociencias, USP. (inédita).

Alves, A. (2003). Petrologia dos plútons Mauá e Mogi das Cruzes. *Monografia de Trabalho de Formatura* 57 p.

Asmeron, Y. & Jacobsen, S.B. (1993). The Pb isotopic evolution of the Earth: inferences from river water suspended loads. *Earth and Planetary Science Letters* **115**, 245-256.

Bachmann, O & Bergantz, G.W. Deciphering Magma Chamber Dynamics from Styles of Compositional Zoning in Large Silicic Ash Flow Sheets. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, January* 69, 651 - 674.

Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments, *Lithos*, 46, 605-626.

Briqueu, L. & Lancelot, J.R. (1979). Rb-Sr systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters* **43**, 385-396.

Campos Neto, M.C., Figueiredo, M.C.H. (1995). The Rio Doce orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**, 143-162.

CPRM, 2000, Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Folha Santos (inédito)

Coutinho, J.M.V. (1972). Petrologia do pré-Cambriano em São Paulo e arredores. *Boletim do Instituto de Geociências e Astronomia – USP* **3**, 5-99.

Crowley, J.L.; Brown, R.L.; Gervais, E. & Gibson, H.D. (2008). Assessing inheritance of zircon and monazite in granitic rocks from the Monashee Complex, Canadian Cordillera. *Journal of Petrology*, **49** 1915-1929.

DePaolo, D.J. (1981). Crustal growth and mantle evolution: inferences from models of element transport and Nd and Sr isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **44**, 1185-1196.

DePaolo, D.J. (1981b). A Neodymium and Strontium isotopic study of the Mesozoic calcl-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research* **86**, 10470-10488.

DePaolo, D.J. & Wasserburg, G.J. (1977). The source of island arcs as indicated by Nd and Sr studies. *Geophysical Research Letters* **4**, 465-468.

Didier, J. and Barbarin, B. Eds. (1991). Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology 3, Amsterdam, Elsevier.

Fernandes, A.J. 1991. O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, 120 pp. (inédita).

Filipov, M. & Janasi, V.A. (2001). The Mauá massif, Central Ribeira Belt, São Paulo: petrography, geochemistry and U-Pb dating. *Revista Brasileira de Geociências*, **31** : 341-348.

Frost, B.R.; Barnes, C.G.; Collins, W.J.; Arculus, R.J; Ellis, D.J. & Frost, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* **42**, 2033-2048.

Gimenez Filho, A.; Janasi, V.A.; Campanha, G.A.C.; Teixeira, W. & Trevizoli Jr., L.E. 2000. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the Eastern portion of the Três Córregos Batholith, Ribeira Fold Belt, São Paulo, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1): 45-50..

Godoy, A.M., Oliveira, M.A.F., Hackspacher, P.C. 1996. Geoquímica das rochas granitóides da Folha São Roque, SP. *Geociências*, Rio Claro, SP **15**: 67-68.

Hasui, Y. 1973. *Tectônica da área das Folhas de São Roque e Pilar do Sul, São Paulo*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, USP, 190p.

Hasui, Y. & Sadowski, G.R. 1976. Evolução geológica do pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **6**: 157-183.

Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R. & Bistrichi, C.A. 1978. Os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, **30**, Recife-PE, SBG-Núcleo Nordeste. *Anais*, **6**: 2594-2608.

Heilbron, M., Valeriano, C., Tupinambá, M., Valladares, C., Duarte, B.P., Palermo, N., Silva, L.G.E., Ragatki, D., Netto, A.M., 1999. Revisão da proposta de compartimentação tectônica e modelo evolutivo para o segmento central da Faixa Ribeira. *In*: Simpósio de Geologia do Sudeste, **6**, São Pedro, SP. *Boletim de Resumos*, p. 6.

Janasi, V.A. & Ulbrich, H.H.G.J. (1992). Inventário bibliográfico de granitos do Estado de São Paulo. *Boletim IG-USP, Série Especial*, **11**, 253 p.

Janasi, V.A., Alves, A., Vlach, S.R.F. (2003). Granitos peraluminosos da Porção Central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: Sucessivos Eventos de Reciclagem da Crosta Continental no Neoproterozóico. *Revista do Instituto de Geociências – USP, Série Científica*, **3**: 13-24.

Küster, D.; Liégeois, J-P; Matukov, D.; Sergeev, S. & Lucassen, F. (2008). Zircon geochronology and Sr, Nd, Pb isotope geochemistry of granitoids from Bayuda Desert and Sabaloka (Sudan): evidence for a Bayudian event (920-900 Ma) preceding the Pan-African orogenic cycle (860-590 Ma) at the eastern boundary of the Saharan Metacraton. *Precambrian Research* **164**, 16-39.

Leite, R.J. 1997. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitos da região de Piedade (SP). *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Geociências, USP.

Machado, R., Demange, M., 1996. Classificação estrutural e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. *Boletim Instituto de Geociências-USP, Série Científica* **25** 81-96.

McDonough, W.F. & Sun, S.-s. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology* **120**, 223-253.

Millot, R. & Allègre, C.-J. Gaillardet, J. & Roy, S. (2004). Lead isotopic systematics of major river sediments: a new estimate of the Pb isotopic composition of the upper continental crust. *Chemical Geology* **203**, 75-90.

Morais, S.M. (1995). *Granito Itapeti, SP: petrografia, litoquímica e tipologia do zircão*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, SP, 130 pp.

Motidome, M.J. 1992. *Geologia do Complexo Embu na região entre Santa Isabel e Biritiba-Mirim, SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, 173 pp. (inédita)

Murphy, M.D.; Sparks, R.S.; Barclay, J.; Carroll, M.R. & Brewer, T.S. (2000). Remobilization of Andesite Magma by Intrusion of Mafic Magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies **41**, 21-42.

Patiño-Douce, A. (1999). What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A.; Fernandez, C.; Vigneresse, J. L.

Newsom, H.E.; White, W.M.; Jochum, K.P. & Hofmann, A.W. (1986). Siderophile and Chalcophile element abundances in oceanic basalts, Pb isotope evolution and growth of the Earth's core. *Earth and Planetary Science Letters* **80**, 299-313.

Paul, D.; White, W.M. & Turcotte (2003). Constraints on the $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ ratio (k) of the continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **4**, 2-17.

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

Pichavant, M.; Montel, J.M. & Richard, L.R. (1992). Apatite solubility in peraluminous liquids: experimental data and extension of the Harrison-Watson model. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 3855-3861.

Planck, T. (2005). Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, **46**, 921-944.

Prazeres Filho, H.J.P.; Basei, M.A.S.; Reis Neto, J.M.; Siga Jr, O. & Sato, K. (2000). U-Pb geochronology and Sm-Nd and Pb-Pb isotopic studies of Cunhaporanga and Três Corregos Granitoid Complex – Paraná State, Southern Brazil. *In: International Congress of Geology*, 31, Rio de Janeiro.

Roberts, M.P. & Clemens, J.D. (1995), Feasibility of AFC models for the petrogenesis of calc-alkaline magma series. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **121**, 139-147.

Rudnick, R.L. & Goldstein, S. (1990). The Pb isotopic composition of lower crustal xenoliths and the evolution of lower crustal Pb. *Earth and Planetary Science Letters* **98**, 192-207.

Stacey, J.S. & Kramers, J.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* **26**, 207-221.

Solner, F.; Lammerer, B. & Weber-Diefenbach, K. 1987. The Brasiliano Orogenesis: Age determination (Rb-Sr, U-Pb) in the coastal mountain region of Espírito Santo, Brazil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1987, 729-741.

Theodorovicz A., Yamato A.A., Takahashi A.T., Vasconcelos C.S.; Santarém P.C. & Silva V.A. (1990). Projeto Santa Isabel/Mogi das Cruzes/Mauá. Relatório Final, CPRM-Pró-Minério, 194 pp.

Tupinambá, M. 1999. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região serrana do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 221 pp. (inédita).

Vieira, S.R.S.S. 1996. Estudo de processos metamórfico-metassomáticos nos Complexos Embu e Pilar no Bloco Juquitiba, SP. *Tese de Doutorado*, Instituto de Geociências, USP, 144 p. (inédita)

Vlach, S.R.F. (2002). Quimismo e Datação Th-U-Pb_T em xenotima e monazita: exemplo do granito Mogi das Cruzes, leste da Faixa Ribeira, SP, e implicações. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41. João Pessoa, 2002. *Boletim de Resumos*. João Pessoa, 2002, SBG, p. 479.

Vlach, S.R.F., Janasi, V.A. & Alves, A. (2002). Sistemática de datação de monazita em rochas graníticas: identificação de eventos superpostos no batólito Natividade da Serra pela

combinação de TIMS e EPMA. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41. João Pessoa, 2002. *Boletim de Resumos*. João Pessoa, 2002, SBG, p. 551.

Wernick, E. & Galembeck, T.M.B. 1987. Evolução geotectônica durante o Proterozóico Superior no Estado de São Paulo: uma contribuição através da análise do magmatismo granitóide. In: Simpósio Regional de Geologia, 6, Rio Claro, SP. Atas, **1**: 191-204.

Williams, I.S., Deung-Lyong, C. Kim, S.W. (2009). Geochronology, and geochemical and Nd-Sr isotopic characteristics, of Triassic plutonic rocks in the Gyeonggi Massif, South Korea: constraints on Triassic post-collisional magmatism. *Lithos* **107**, 239-256.

Zartman, R.E. & Doe, B.R. (1981). Plumbotectonics – The model. *Tectonophysics* **75**, 135-162.

PARTE III

INTERAÇÃO DE MAGMAS E GÊNESE DOS ENCLAVES MICROGRANÍTICOS

O presente capítulo se divide em três partes: a primeira é concernente às bases teóricas da evolução do conhecimento acerca da geração de enclaves e a terminologia utilizada; a segunda parte apresenta os estudos realizados em enclaves dos plutons Mauá, Mogi das Cruzes e Itapeti e oferece uma análise integrada dos dados de rocha total, geoquímica e isotopia Rb-Sr e Sm-Nd em amostras de rocha total.

Finalmente, é apresentado manuscrito submetido à revista *Journal of Petrology* contendo dados pontuais de isotopia e elementos traço obtidos em cristais de plagioclásio de enclaves e granito do plúton Mauá, com implicações importantes para o mecanismo de geração de enclaves micrograníticos.

III-A - ENCLAVES MICROGRANÍTICOS EM PLÚTONS DO LESTE PAULISTA

1. INTRODUÇÃO

A identificação das fontes envolvidas na geração de plútons graníticos é tema fundamental em qualquer estudo petrológico e auxilia na determinação de processos envolvidos na evolução de magmas de natureza diversa. No caso dos magmas graníticos é consensualmente admitida a contribuição de termos mais primitivos (incluído-se aí termos mantélicos) que interagem, em maior ou maior grau, com termos crustais na formação desses magmas. Entretanto, a investigação da atuação desses componentes é dificultada por processos de hibridização eficazes, sobretudo para os casos em que os componentes exibem parâmetros químicos (saturação em sílica e alumina) e físicos (viscosidade, temperatura de *liquidus*, dentre outros) semelhantes.

Particularmente, em se tratando de magmas de fonte conhecidamente crustal, além das assinaturas químicas, os enclaves, (restitos, enclaves magmáticos e xenólitos) quando presentes fornecem importantes informações sobre a interação de magmas de fontes distintas e processos responsáveis pelas configurações observadas em campo. Processos de hibridização podem homogeneizar as composições químicas e, em alguns casos, até mesmo

isotópica dos magmas envolvidos. Nesse cenário, a utilização de análises em escala mineral auxilia na identificação dessas fontes e processos.

Na região de Mogi das Cruzes, Estado de São Paulo, ocorrem plútons graníticos portadores de enclaves micrograníticos, muitos deles com bons afloramentos nos quais são encontradas relações estruturais de significado genético.

Na maioria dos trabalhos a gênese de enclaves micrograníticos é creditada a processos de fragmentação, desprendimento e carreamento das paredes da câmara magmática que, por estarem em contato com rochas encaixantes de temperatura mais baixa, comumente apresentam granulação mais fina, porém com composição preservada. Em contrapartida, Vernon (1984) considera a possibilidade de que enclaves microgranulares de composição graníticas podem ter origem a partir de eventos de mistura de magmas de caráter granítico, sendo um deles necessariamente mais máfico que o hospedeiro e atribui as semelhanças de composição a processos de homogeneização (hibridismo) eficazes.

Mais recentemente, considera-se a possibilidade de que processos de auto-mistura, com interação entre magmas composicionalmente semelhantes, porém contrastados em termos de variáveis intensivas, podem levar a geração de enclaves texturalmente diferentes (Holness *et al.*, 2005). No entanto, a participação de termos mantélicos na geração de plútons crustais, tais como os aqui contemplados, é desprezível (Fig. 1), exceto para os casos claros em que a participação desses termos se preserva na forma de enclaves química e isotopicamente distintos de seus hospedeiros.

Figura 1 – Participação mantélica e crustal na geração dos diferentes tipos de granito, segundo classificação de Frost *et al* (2001)

Neste trabalho são apresentadas as principais características de enclaves micrograníticos de plutons do leste paulista, com ênfase em suas relações texturais e assinaturas de química de rocha total.

1. ENCLAVES MICROGRANÍTICOS

2.1. FEIÇÕES DE CAMPO

Os enclaves associados às fácies principais dos plútons Itapeti, Mogi das Cruzes e Mauá podem ser agrupados em 3 categorias distintas segundo critérios de campo.

Os **enclaves micrograníticos** podem ser subdivididos em dois grupos, sendo que a variedade mais abundante apresenta coloração cinza clara e composição modal semelhante à do granito hospedeiro. Nessa categoria agrupam-se enclaves portadores de xenocristais de feldspato alcalino com orientação semelhante à do hospedeiro (Figura 2) e enclaves com pequenas manchas mais escuras, chamados aqui de *clusters* biotíticos em alusão à riqueza das mesmas neste mineral (Figura 2).

O segundo subgrupo inclui variedade de coloração mais escura. Normalmente exhibe xenocristais associados apenas às suas bordas ou xenocristais de tamanho menor que o observado na variedade anterior, por vezes de caráter ocelar, e dispostos aleatoriamente (Fig. 2). Os *clusters* são ausentes, porém contatos lobados são exclusivos dessa variedade.

Forma

Os *emfs* são em geral ovoidais, com eixo maior disposto paralelamente à foliação de fluxo do granito hospedeiro. Possuem tamanho variável entre alguns centímetros até mais de um metro. Comumente ocorrem isolados, porém em alguns casos há concentrações de enclaves com granito mais félsico intersticial, nestes casos exibem tamanho reduzido (Fig. 2).

A forma arredondada observada em grande parte dos enclaves microgranulares tem origem atribuída à interação magmática e é interpretada como produto da turbulência promovida pela entrada de magma com viscosidade distinta do magma hospedeiro (Vernon *et al*, 1988). Xenólitos podem também assumir formas arredondadas, porém, como já discutido suas feições de contato diferem significativamente das observadas em enclaves microgranulares.

Figura 2 - Relações de campo de enclaves micrograníticos, de elementos traço para amostras de granitos hospedeiros (áreas sombreadas) e enclaves (linhas contínuas) dos plútons estudados. Valores normalizados pelo condrito de McDonough & Sun (1995). a) Enclave com bordas corrugadas e xenocristais disseminados; b) Enclave com borda resfriada e xenocristais escassos, oclares de feldspato alcalino; c) Enclave duplo com enclave interno disposto discordantemente do eixo maior do enclave externo, clots biotíticos nas proximidades sugere possível vínculo; d) Enclave com abundantes cristais tabulares de feldspato alcalino orientados segundo foliação de fluxo do granito; e) Enclave mais grosso que os anteriores, contados irregulares e xenocristais de feldspato orientados; f) Enclave duplo parcialmente rompido, notar capa de enclave microgranítico envolvendo enclave mais grosso, ver texto para discussão.

Contatos

A exemplo do observado em ocorrências de enclaves máficos para alguns enclaves micrograníticos são observadas relações de pillowing e crenulação de origem consensualmente atribuída à interação entre materiais fundidos (e.g. pillow lavas)

Alguns dos enclaves do maciço Itapeti exibem bordas de granulação sensivelmente mais fina que a observada em seus núcleos (Fig.2b). Há um consenso literário de que essa feição é originada em virtude do resfriamento abrupto da porção externa dos enclaves quando do contato com o magma granítico de temperatura comparativamente mais baixa. Essa feição raramente é observada em enclaves micrograníticos, porém, quando presente indica ser improvável origem a partir de reincorporação de bordas de câmara magmática.

Enclaves duplos

Enclaves duplos foram observados nos plútons Mauá e Mogi das Cruzes. No primeiro, a associação mais freqüentemente observada corresponde a xenólitos micáceos envelopados

por *emf* formando estruturas do tipo sanduíche. Ocorre ainda enclave duplo contendo termo mais grosso que o enclave circundante e cujas relações texturais e dados químicos indicam natureza cumulática.

No plúton Mogi das Cruzes ocorre enclave duplo com termo interno de caráter mais máfico comparado ao *emf* externo; sua disposição com eixo maior não concordante com a orientação do enclave externo e do granito hospedeiro, bem como seu contato brusco, sugere que se trata de um enclave duplo e não de um relicto não interagido com o granito hospedeiro.

1.2. FEIÇÕES PETROGRÁFICAS E TEXTURAS DE MISTURA

Texturas complexas em plagioclásio

Todos os enclaves apresentam maior ou menor número de cristais de plagioclásio de tamanho destacado em relação à matriz cujas texturas indicam origem externa ao enclave. O caráter “xenocristalino” é confirmado pela presença de padrões de zoneamento complexos atribuídos em literatura a eventos de super-resfriamento ou mudanças nos ambientes de cristalização (Landi, 2004). Dentre elas destacam-se padrões múltiplos de zoneamento com núcleos cálcicos ricos em inclusões poligonais de plagioclásio + feldspato alcalino, formando configurações do tipo boxy ou patchy, seguidas por bordas com zoneamento normal com teores de anortita mais baixos.

Alguns cristais exibem sobrecrecimentos poiquilíticos, de teor de anortita variáveis já que na maioria dos casos o aspecto límpido e de birrefringência mais baixa sugerem caráter mais albitico, enquanto que em outros casos o aspecto mais alterado (*dusty*) indica possibilidade de caráter mais cálcico (confirmado por dados de microsonda eletrônica para cristais do plúton Mauá, cf. a terceira parte).

Outra feição atribuída a eventos de mistura constitui zonas preferenciais de inclusões de minerais como biotita, feldspato alcalino e plagioclásio mais sódico (Fig. 3). Normalmente, estas se dispõem de modo anelar, separando núcleos arredondados de plagioclásio mais cálcico e bordas (euédricas ou anédricas e poiquilíticas) mais sódicas, com densidade de inclusão significativamente menor.

Quartzo ocelar

Amostras de enclaves de todos os plútons exibem cristais de quartzo maiores do que os observados na matriz. Tais cristais têm forma ovoidal a circular, exibem extinção ondulante e poligonização restrita às bordas. Ao contrário do observado em enclaves de composição contrastada em comparação com hospedeiros, em nenhum dos cristais observa-se manteamento por minerais máficos (Vernon, 1990, Baxter & Feely, 2002, Kim *et al.*, 2002, dentre outros). Uma vez que manteamentos por máficos não são observados, o caráter externo dos ocelos de quartzo é sugerido apenas pelo tamanho destacado, a forma e, sobretudo, aos indícios de deformação de estado sólido não observada em cristais da matriz.

Textura Rapakivi

Raramente observados são cristais de feldspato alcalino arredondados cujas bordas revelam-se de composição oligoclásica. Estes são mais facilmente notados em imagens de elétrons retroespalhados, nas quais o sobrecrecimento parece precedido por eventos de reabsorção do feldspato preexistente, como sugerido por contornos corrugados e apófises de plagioclásio no interior do cristal de feldspato, semelhantes a texturas de intercrecimento.

Tal textura é atribuída a eventos de descompressão episódica (Cherry & Trembath, 1978) ou mistura entre magmas de química contrastada (Vernon, 1990, Slaby & Gotze, 2004). Dado o contexto textural, a idéia de que o manteamento ocorre em virtude de transferência de cristais entre magmas quimicamente contrastados é a hipótese mais provável.

Em uma amostra do plúton Itapeti (E-38C, Fig. xx), ocorre cristal cujo núcleo corresponde a feldspato alcalino pseudomórfico, arredondado envolto por material microgranular semelhante à matriz do enclave. A forma tabular é conferida por faixa de plagioclásio poiquilítico.

Clots máficos e félsicos

Alguns dos enclaves dos plutons Mauá e Mogi das Cruzes são observadas porções circulares de até 3 mm constituídas por glomérulos de biotita, apatita e plagioclásio. Tais porções referidas aqui como clots máficos têm textura alotriomórfica, granulação mais fina

Figura 3 - Microtexturas de desequilíbrio observadas em enclaves microgranulares. a) textura geral alotriomórfica com cristais idiomórficos alongados de plagioclásio concentrados em estrutura ocelar ao centro da foto; b) xenocristal de quartzo mostrando deformação de estado sólido pronunciada, não observada em cristais da matriz; c) xenocristal em desequilíbrio, exibindo textura esqueletal, com sobrecrecimento de cristais menores e subidiomórficos aproveitando edifício cristalino; d) modo de ocorrência mais frequente de xenocristais de plagioclásio, tamanho destacado em relação à matriz, com sobrecrecimento xenomórfico precedido por anel de alteração; e) xenocristal de feldspato alcalino, com núcleo isento de inclusões e bordas englobando grandes cristais de biotita, sobrecrecimento poiquilítico; f) textura Rapakivi raramente observada, linha mais clara seguindo superfície de reabsorção rica em Ba; g) clots mais máficos observados à vista desarmada revelam textura mais fina que a do enclave hospedeiro; são compostos por biotita, apatita e feldspatos.

que a observada no enclave em geral e são mais comuns em enclaves com menor densidade de xenocristais.

A origem desses *clots* é ainda incerta, já que os mesmos são considerados ora relictos de materiais previamente interagidos com o magma gerador dos enclaves (Sial *et al.*, 1998) ou como porções previamente cristalizadas dos magmas precursores dos enclaves que foram de algum modo preservadas de interação com o granito hospedeiro (Baxter & Feely, 2002).

Ocorrem ainda glomérulos félsicos compostos por plagioclásio idiomórfico, apatita e cristais xenomórficos de feldspato alcalino de significado incerto.

Figura 4 - Enclave micáceo em folha e suas relações texturais e estruturais. a) Xenólito micáceo contido em enclave microgranítico, associação frequente indica possibilidade de vínculo genético melhor discutida no capítulo sobre contaminação; b) xenólito micáceo, típico aspecto em folha, alongado segundo a foliação de fluxo do granito; c) outra variedade com menor riqueza em biotita e presença de feldspato alcalino abundante; d)-f) relações texturais revelam textura metamórfica lepidogranoblástica com porfiroclastos de feldspato alcalino e aspecto fitado em redor de aglomerados biotíticos ou quartzo-feldspáticos.

Os **enclaves micáceos** são essencialmente compostos por biotita, exibem foliação proeminente remetendo à origem metamórfica dos mesmos, são observados principalmente em Mauá e Mogi das Cruzes. Possuem coloração sensivelmente mais escura que a dos EM e tamanho que, em geral não ultrapassam alguns poucos centímetros, a exceção de uma ocorrência de tamanho compatível ao dos EM (Figura 5 b). Normalmente, possuem forma tabular, com contatos abruptos e eixo maior orientado assistematicamente, de orientação

variável em relação à foliação de fluxo. Foram observadas associações entre estes e os enclaves micrograníticos, em configurações de enclaves duplos ou parcialmente incluídos (Figura 5 a).

Os **xenólitos** observados tem composição **gnáissicos** são de ocorrência mais rara, possuem tamanho centimétrico, contatos abruptos, e forma angulosa.

2. GEOQUÍMICA ELEMENTAL E ISOTÓPICA DE ROCHA TOTAL

3.1. ELEMENTOS MAIORES E TRAÇO

Um conjunto de 20 amostras representativas de enclaves e granitos hospedeiros foi analisado por FRX para elementos maiores e menores. Adicionalmente, 16 delas foram selecionadas para análises de 26 elementos traço por ICP-MS. Os maciços definem linha de tendência única em diagramas utilizando óxidos de Fe+Mg+Ti como índice de diferenciação. As amostras do plúton Itapeti representam o intervalo menos diferenciado ($65 < \text{SiO}_2 < 68\%$), seguidas por amostras de Mauá ($68 < \text{SiO}_2 < 72\%$) e Mogi das Cruzes como extremo mais diferenciado ($\text{SiO}_2 \sim 74\%$). Em todos os plútons os enclaves tendem a menor riqueza em sílica.

Tendências positivas CaO, TiO_2 , P, Zr, Sr, Ba e Pb (mais acentuadas para Mauá e em menor escala para Itapeti), enquanto que para U e Rb as tendências são negativas. Enclaves são, de maneira geral, sutilmente enriquecidos em TiO_2 e Pb e empobrecidos em Rb, Sr, Ba, U, comparados aos granitos hospedeiros.

Em *spidergrams* normalizados pelos valores do contrito (McDounough & Sun, 1995) as amostras dos três plútons definem perfis semelhantes, com concentrações de elementos HFSE cerca de 100 vezes superiores às do condrito e anomalias negativas bem marcadas apenas para Nb e Ta. Em termos de abundância em LILE todas as amostras apresentam valores entre 20 e 800 vezes os valores do condrito, definindo anomalias positivas bem marcadas para U, Th e Ba e anomalias negativas de Sr, Rb e Cs.

Figura 4 - Diagramas de variação química de elementos maiores (wt% de óxido) e traço (ppm) para amostras de enclaves (símbolos preenchidos) e granitos hospedeiros (símbolos vazios) para amostras dos granitos Itapeti (triângulos), Mauá (losangos) e Mogi das Cruzes (quadrados)

Razões elementais resultam em diferenças importantes entre enclaves e granitos, uma vez que os primeiros exibem maiores razões Nb/Ta, Nb/U e Th/U; todas as razões apresentam valores próximos ou superiores ao determinado para a crosta continental superior (Rudnick e Gao, 2004). A razão Rb/Sr é semelhante pra granitos e enclaves, exceto para o plúton Mauá que apresenta valores maiores para enclaves.

3.2. *ELEMENTOS TERRAS RARAS*

Os padrões de elementos terras raras são bastante semelhantes, com enriquecimento significativo em relação ao condrito e anomalias negativas de Eu bem definidas (Fig. 5). O fracionamento varia entre os plútons com razões $(La/Yb)_N$ semelhantes para granitos e enclaves de cada plúton e decrescentes de Itapeti, para Mogi das Cruzes, com amostras de Mauá definindo campo intermediário.

A extensão das anomalias negativas de Eu é variável, como evidenciado pela distribuição dos valores Eu/Eu^* (Fig. 4), que tendem a ser mais baixos para amostras de enclaves. Novamente, definem-se os mesmos grupamentos com maiores valores para Itapeti, valores intermediários para Mauá e menores para amostras de Mogi das Cruzes, como reflexo do caráter progressivamente mais pronunciado das anomalias.

Diferenças entre enclaves e granitos são sutis e observadas apenas para o plúton Mauá, já que conteúdo terras raras pesadas é mais alto em amostras de granitos.

Figura 6 - *Spidergrams* de elementos traço para amostras de granitos hospedeiros (áreas sombreadas) e enclaves (linhas contínuas) dos plútons estudados. Valores normalizados pelo condrito de McDonough & Sun (1995).

3.3. ISOTOPIA SM-ND E Rb-Sr

Composições isotópicas para Sm, Nd, Rb e Sr foram determinadas em pares enclavo-granito hospedeiro para os três plutons com resultados apresentados na Tabela 1. Razões iniciais foram calculadas para a idade de 590 Ma. Os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variam entre 0,7098-0,7109 para o amostras de Mauá, entre 0,7114-0,7128 para Itapeti e 0,7021-0,7102 para Mogi das Cruzes. Como se observa na Figura 8, amostras de enclaves e granitos ocorrem uma vez mais agrupadas, com tendência fortemente negativa entre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{590}$ e ϵNd_{590} , as amostras de Itapeti correspondem ao conjunto menos “evoluído”, seguidas pelas amostras de Mauá e Mogi das Cruzes. A baixa razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{590}$ observada para uma das amostras de Mogi das Cruzes (E25) revela possível perturbação do sistema Rb-Sr provavelmente por perda de Rb, com conseqüente correção inferior ao esperado, já que razões iniciais medidas diretamente em cristais de plagioclásio apresentam valores em torno de 0.709, portanto semelhante à razão da amostra E40.

	Itapeti			Mogi das Cruzes			Mauá					
	enclave	bt granito		ms-bt granito		bt granito	enclave		enclave micáceo		xenólito	
Amostra	E-35b	E-27	E-38a	E-25a	E-40a	Mau-29	MAU-2a	Mau39B	Mau26	Mau37A	Mau10B	Mau6A
Rb	189.1	394.00	235	251.7	284.2	196.6	243.3	250.00	254.00	248.00	543.3	315.6
Sr	437.5	194.0	380.5	85.3	75.7	178.2	153.7	138.0	137.0	136.0	132.8	343.4
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	1.253	5.887	1.791	8.603	10.953	3.203	4.600	5.268	5.392	5.320	11.957	2.671
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7221	0.7242	0.7281	0.7826	0.7948	0.7379	0.7489	0.7563	0.7567	0.7883	0.8077	0.7513
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$	0.7114	0.7110	0.7128	0.7102	0.7027	0.7110	0.7102	0.7120	0.7113	0.7436	0.7077	0.7288
Sm(i)	13.437	11.93	10.302	4.896	4.101	9.051	9.131	9.77	11.51	8.85	5.619	10.77
Nd(i)	72.419	72.67	59.132	24.546	20.184	48.062	50.734	54.73	62.50	51.00	27.80	67.52
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1122	0.0998	0.1053	0.1206	0.1229	0.1139	0.1088	0.1085	0.1120	0.1055	0.1222	0.0965
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.5117	0.5117	0.5116	0.5116	0.5116	0.5116	0.5115	0.5116	0.5116	0.5118	0.5118	0.5115
eNd _t	-12.6	-11.39	-13.3	-14.5	-15.6	-14.5	-16	-14.58	-13.55	-8.68	-11.1	-14.1
eNd ₀	-19	-18.54	-20.2	-20.2	-21.1	-20.7	-22.6	-21.20	-19.91	-15.55	-16.7	-21.7

Tabela 1 – Dados isotópicos para granitos hospedeiros, enclaves microgranulares félsicos e xenólitos dos plútons Mauá, Itapeti e Mogi das Cruzes

Mesmo cenário é observado para razões isotópicas de Nd, com valores variáveis entre -11,39 e -16, sem tendência definida para enclaves e granitos, exceto para Mauá, cujas amostras de enclave mostram-se levemente menos negativas em relação ao granito hospedeiro. A despeito das sutis diferenças observadas entre plútons mais importante, no entanto, é a constatação de que enclaves e granitos apresentam assinaturas essencialmente crustais, não havendo qualquer evidência de participação de termos mantélicos na geração dos enclaves.

Figura 8 - Diagrama de isotopia Sm-Nd para amostras de rocha total de enclaves (exceto para Mogi das Cruzes) e granitos. Linha e símbolo tracejados consideram razão Sr/Sr obtida em plagioclásio para a amostra E-25. Simbologia igual à da Fig. 5

3. A ORIGEM DOS ENCLAVES MICROGRANÍTICOS

Em todos os plútons estudados os enclaves micrograníticos e granitos hospedeiros são marcadamente similares sob os pontos de vista mineralógico e composicional. No entanto, os enclaves são relativamente mais primitivos, como sugerido pelos menores teores de sílica, elementos HFS e parâmetros como $\#Mg$ e La/Yb_N . Dados isotópicos também confirmam as semelhanças composicionais e indicam ser improvável que a gênese dos enclaves se deva a interações entre os magmas parentais dos plútons com magma significativamente mais máficos. Tal hipótese genética só seria possível caso processos de hibridização extremamente eficazes tivessem atuado de forma a permitir misturas homogêneas, com reinjeção dessas misturas à câmara magmática e conseqüente formação dos enclaves. Tal processo implicaria em obliteração das assinaturas do magma mais máfico, dificultando a caracterização do mesmo e as associadas implicações reológicas da mistura entre os diferentes componentes.

As assinaturas dos enclaves micáceos, que poderiam representar restitos desse processo, desencorajam a adoção destes como potenciais candidatos a componente da mistura, uma vez que tanto razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ quanto $^{143}Nd/^{144}Nd$ indicam caráter crustal, portanto sem relação com magmas mantélicos comumente envolvidos em processos de mistura geradores de enclaves microgranulares via *mingling*.

Como a química e as assinaturas de rocha total não indicam participação de magma mais máfico, e a fim de investigar a possibilidade de atuação de tais magmas na geração dos enclaves, procedeu-se a análises químicas (elementos traços) e isotópicas (sistema Rb-Sr) em cristais de plagioclásio (xenocristais e cristais da matriz) de amostras de enclaves microgranulares félsicos e granito hospedeiro do plúton Mauá. As implicações dos resultados obtidos para o mecanismo de geração dos enclaves micrograníticos são importantes e revelam que os contrastes composicional e térmico necessários à produção de enclaves de relações texturais semelhantes às observadas para mistura entre magmas félsicos e máficos podem ser de fato mais discretos do que o atualmente proposto. Descrição pormenorizada dos dados e implicações dos mesmos são fornecidos no Anexo IV, que apresenta manuscrito submetido ao *Journal of Petrology*.

4. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, A.R., Ulbrich, HHGJ & McReath, I. – 1999 - O Batólito Quixadá – petrologia e geoquímica.

Alves, A. & Janasi, V.A. - 2004 - Enclaves microgranulares félsicos e seu significado na petrogênese de granitos da região de Mogi das Cruzes, SP. Anais do XLI Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá - MG.

Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments, *Lithos*, 46, 605-626.

Barbey, P. - 1991 - Restites in migmatites and autochthonous granites : their main features and their genesis. In : Didier P, Barbarin B (Ed.), *Enclaves and Granite Petrology*, Elsevier, Amsterdam : 479-492.

Baxter, F. & Feely, M. - 2002 - Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. *Mineralogy and Petrology*, 76: 63-74.

Cherry, M. E. & Trembath, L. T. - 1978 - The pressure quench formation of rapakivi texture. *Contr. Mineral. Petrol.*, 64, 1:1-6.

Debon, F. - 1991 - Comparative major element chemistry in various microgranular enclave plutonic host pairs. In : Didier J., Barbarin B (Ed.), *Enclaves and Granite Petrology*, Elsevier, Amsterdam : 293-312.

Didier, J. & Roques, M. - 1959 - Sur les enclaves des granites du massif Central français. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 228: 1839-1841.

Didier, J. - 1973 - Granites and their enclave: the bearing of enclaves on the origin of granites. *Development in Petrology*, 3. Elsevier, Amsterdam, 393 pp.

Didier, J. and Barbarin, B. Eds. (1991) *Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology 3*, Amsterdam, Elsevier.

Elburg, M.A. - 1996 - Evidence of isotopic equilibration between microgranitoid enclaves and host granodiorite, Warburton Granodiorite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Lithos* 38: 1-22.

Kim, J.S.; Shin, K.C.; Lee, J.D. - 2002 - Petrographical study on the Yucheon granite and its enclaves. *Geosciences Journal*. Vol. 6, No. 4, p. 289_302.

Mehnert, K.R. - 1968 - Migmatites and the origin of granitic rocks. *Developments in petrology*, 1. Elsevier, Amsterdam, 393 pp.

Patiño-Douce, A. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: CASTRO, A.; FERNÁNDEZ, C.;

VIGNERESSE, J. L. (eds) *Understanding granites: integrating new and classical techniques*. London, Geological Society of London. p. 55-75. (Geological Society of London, Special Publications, 168).

Sial, A.N., Ferreira, V.P., Fallick, A.E. and Cruz, M.J. - 1998 - Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **11**, 457-471.

Vernon, R.H. - 1983 - Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. J. Proc.R. Soc. N.S.W., 116, 77-103.

Vernon, R.H. - 1984 - Microgranitoid enclaves in granites - globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature* **309**, 438-439.

Vernon, R.H. - 1988 - Igneous microstructures in migmatites. *Geology* **16**, 1126-1129.

Vernon, R.H.; Etheridge, M.A.; Wall, V.J. - 1988 - Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, 22: 1-11.

Vernon, R.H. - 1990 - Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *Journal of Geophysical Research* **95**, 17849-17859.

Waight, T.E., Maas, R.; Nicholls, I.A. - 2000 - Fingerprinting feldspar phenocrysts using crystal isotopic composition stratigraphy: implications for crystal transfer and magma mingling in S-type granites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **139**, 227-239.

SUMÁRIO E CONCLUSÕES

Os estudos realizados em amostras representativas de plútons graníticos aflorantes no leste paulista permitem as seguintes conclusões:

- O magmatismo granítico dos estágios finais da Orogênese Brasileira se deu principalmente entre 580 e 590 Ma, com a geração de plútons de tamanho e composição variados;
- Bt granitos são o litotipo principal em plútons maiores ao passo que ms-bt granitos perfazem desde pequenos plútons nas imediações de Mogi das Cruzes até extensos batólitos ocorrentes para leste do BMC;
- Eventos mais antigos de reciclagem crustal e geração de magmas são registrados pelas idades dos plútons Santa Catarina e Serra do Quebra Cangalha, cuja contemporaneidade sugere que BMC e domínio Embu já se haviam justaposto há 650 Ma;
- A individualização do Bloco Mogi das Cruzes como entidade geológica distinta e bem caracterizada baseia-se principalmente em assinaturas isotópicas, sobretudo para razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, menos radiogênicas para plútons do BMC em relação aos plútons aflorantes a leste deste;
- As fontes do magmatismo incluíram rochas de idades paleoproterozóicas, que provavelmente sofreram retrabalhamento durante o Mesoproterozóico, haja vista a identificação de cristais de zircão herdados datados em cerca de 1200 Ma e o empobrecimento em Rb causando a citada assinatura isotópica de Sr;
- A natureza variável das fontes envolvidas na geração dos plútons estudados é evidenciada pelas diferenças nos valores de ϵNd_t decrescentes de bt granitos para ms-bt granitos (do BMC), que indicam participação de protólitos de maior residência crustal para os últimos;
- Fontes distintas atuaram na geração de granitos para leste do bloco, já que estes apresentam ϵNd_t pouco negativos, combinados com assinaturas significativamente mais radiogênicas para Pb e Sr.

Quanto ao mecanismo de geração de enclaves micrograníticos, a apreciação de dados de rocha total de pares enclave-hospedeiro e as implicações das assinaturas químico-isotópicas de cristais de plagioclásio indicam que:

- O caráter cogenético dos plútons portadores de enclaves micrograníticos é sugerido por semelhanças químicas, e em parte isotópicas, com associação por cristalização fracionada confirmada por simulação do processo para elementos traço;
- Enclaves micrograníticos exibem comportamentos isotópico e químico semelhantes aos observados para as rochas hospedeiras;
- As assinaturas isotópica e de elementos traço de xenocristais de plagioclásio de enclaves indicam cristalização em regime aberto, com núcleos isotopicamente evoluídos enquanto quimicamente primitivos e bordas progressivamente menos radiogênicas e empobrecidas em elementos traço, com valores indicativos de equilíbrio com as assinaturas exibidas por cristais da matriz;

- O modelo proposto para a geração dos enclaves, tendo em vista as feições indicativas de interação em estágio plástico e as similaridades químico-isotópicas nas escalas de rocha total e mineral, envolve eventos de auto-mistura, com repleenchimento da câmara parcialmente cristalizada e, portanto mais fria e densa, por magmas mais quentes, quimicamente mais primitivos e menos densos que levariam à geração de enclaves microgranulares de composição semelhante a de suas rochas hospedeiras.

ANEXOS

ANEXO I

Mapa de localização das amostras analisadas e tabela de pontos visitados

Figura 1- Mapa geológico esquemático da porção central do Cinturão Ribeira no Estado de São Paulo, Brasil (simplificado de Campos Neto, 2000), mostrando a localização das amostras estudadas.. 1= Cobertura sedimentar e intrusivas fanerozoicas; 2= granitos tardi- e pós-orogênicos, Província Itu (ca. 590-570 Ma); 3 a 5: granitos sin-orogênicos (3= (granada)-(muscovita)-biotita granitos; 4=biotita granites porfíricos; 5= hornblenda-biotita granitos); 6= Nappe Socorro-Guaxupé (predomínio de paragneisses migmatíticos); 7= Grupo São Roque (predomínio de metapelitos and metapsamitos de baixo grau metamórfico); 8= Grupo Serra do Itaberaba (seqüências metavulcanossedimentares de médio grau metamórfico); 9, 10 = Domínio Embu (9 = metasupracrustais de médio/alto e baixo grau, respectivamente Complexo Embu e Pilar do Sul; 10 = embasamento Paleoproterózoico a Arqueano); 11= Complexo Costeiro (migmatitos orto e paraderivados).

Ponto	x	y	Unidade	Rocha principal	Enclaves	Foliação	SM
E07	488602	7465611	SQ Cangalha granite	ms-bt granite			
E08	488401	7467240	SQ Cangalha granite	ms-bt granite			
E09	486908	7468069	SQ Cangalha granite	porphyritic ms-bt granite	diabase		
E11	494798	7459953	Lagoinha granite	porphyritic bt granite			
E13	506574	7442081	Natividade da Serra granite	ms-bt granite			
E14	495872	7455997	Lagoinha granite	porphyritic bt granite			
E15	495724	7458822	Lagoinha granite	equigranular bt granite			
E17	472954	7418388	Natividade da Serra granite	porphyritic ms-bt granite			
E18	471190	7423118	Natividade da Serra granite	ms-bt granite			
E19	469601	7428842	Natividade da Serra granite	porphyritic bt granite			
E22	409976	7407932	Santa Branca granite	ms-bt granite			0,05
E23	410002	7401545	Santa Branca granite	ms-bt granite	gneiss enclave		0,04
E24	393886	7395234	Santa Catarina granite	porphyritic bt granite	micaceous enclave		16,6
E-25	380385	7394534	Mogi granite	ms-bt granite	FME		
E-25a	380498	7394567	Mogi granite	ms-bt granite	FME		
E-25b	380396	7394572	Mogi granite	ms-bt granite	micaceous enclave		
E-25c	380399	7394564	Mogi granite	ms-bt granite	calc-silicate rock		
E-25d	380401	7394546	Mogi granite	ms-bt granite	micaceous enclave		
E26	388695	7402553	Sabaúna granite	porphyritic bt granite			
E27	376135	7399890	Itapeti granite	porphyritic bt granite	FME		0,32
E28	374220	7402621	Itapeti granite	porphyritic bt granite			0,17
E30	328347	7377443	Guacuri granite	ms-bt granite			0,03
E31	333027	7377275	Guacuri granite	ms-bt granite			0,05
E32	332480	7379336	Guacuri granite	inequigranular bt granite			
E34	374235	7402444	Itapeti granite	porphyritic bt granite			0,25
E35	373746	7397916	Itapeti granite	porphyritic bt granite	FME		0,6
E36	372465	7397658	Itapeti granite	porphyritic bt granite	FME		0,58
E38	370585	7398305	Itapeti granite	porphyritic bt granite	FME		0,86
E39	380081	7395827	Mogi granite	ms-bt granite	FME		0,09
E40	379931	7393740	Mogi granite	ms-bt granite	FME		0,05
E43	407092	7408026	Santa Branca granite	ms-bt granite	mica shist	N38E50NW	
E47	406985	7406852	Santa Branca granite	ms-bt granite			
E48	406440	7406245	Embu Complex	ms-bt gneiss		N40E75NW	
E50	406915	7402615	Santa Branca granite	tur-bt-ms leucogranite			
E51	406544	7402452	Santa Branca granite	ms-bt granite			
E52	408045	7401749	Santa Branca granite	ms-bt granite	calc-silicate rock	N75W80NE	
E53	409653	7400264	Santa Branca granite	inequigranular bt granite			0,1
E54	411106	7398145	Natividade da Serra granite	ms-bt granite			
E55	402142	7400911	Santa Catarina granite	inequigranular bt granite			1,97
E56	401984	7401297	Santa Branca granite	inequigranular bt granite			0,08
E57	407111	7404325	Santa Branca granite	ms-bt granite		N35E78NW	0,06
E58	412924	7406084	Santa Branca granite	ms-bt granite	grt leucogranite		
E59	378836	7390760	pegmatite	pegmatite			
E60	380549	7393053	Mogi granite	ms-bt granite			
E62	382082	7396633	Mogi granite	ms-bt granite		N15E15NW	0,12
E63	392238	7396810	Santa Catarina granite	inequigranular bt granite		N54E	
E65	395512	7397504	Santa Catarina granite	inequigranular bt granite	micaceous enclave	N60E40SE	22,5
E66	395482	7397436	Santa Catarina	inequigranular bt granite			4,4
E67	396000	7397819	Santa Catarina granite	inequigranular bt granite			3,61
E68	397438	7399044	Santa Catarina granite	inequigranular bt granite		N40E55SE	2,85
E69	397642	7398706	Santa Catarina granite	inequigranular bt granite		N73E72SE	8,02
E70	399755	7401931	Embu Complex	ms-bt gneiss		N70E60NW	
E71	401156	7401481	Santa Branca granite	ms-bt granite			
E72	401637	7401502	Santa Branca granite	ms-bt granite			
E73	399454	7398178	Santa Catarina granite	inequigranular bt granite	micaceous enclave	N82ENW	2,61
E74	398549	7397841	Santa Catarina granite	inequigranular bt granite			9,35
M1	358862	7384567	Maua granite	porphyritic bt granite	FME		0,13
M2	359021	7384775	Maua granite	porphyritic bt granite	FME		
M3	363061	7386624	Maua granite	porphyritic bt granite	FME		0,23
M4	362932	7386379	Maua granite	porphyritic bt granite			
M5	349826	7376563	Maua granite	ms-bt granite			
M6	351862	7377694	Maua granite	inequigranular bt granite	gneiss enclave		
M7	350037	7376265	Maua granite	ms-bt granite			
M8	355285	7379515	Maua granite	inequigranular bt granite	gneiss enclave		
M9	359364	7384175	Maua granite	porphyritic bt granite			0,08
M10	359241	7384610	Maua granite	porphyritic bt granite	micaceous enclave		
M11	359566	7385051	Maua granite	porphyritic bt granite	FME		
M12	355480	7379987	Maua granite	inequigranular bt granite			
M13	356322	7380188	Maua granite	porphyritic bt granite			0,15
M14	357460	7380705	Maua granite	porphyritic bt granite	FME		0,14
M15	360248	7384106	Maua granite	porphyritic bt granite			
M16	360019	7384264	Maua granite	porphyritic bt granite	micaceous enclave		
M21	365919	7387947	Maua granite	porphyritic bt granite	FME		0,17
M22	363810	7386809	Maua granite	porphyritic bt granite	FME		0,19
M23	363631	7387548	Maua granite	porphyritic bt granite			
M24	363108	7387609	Maua granite	porphyritic bt granite	FME		0,18
M25	363249	7387490	Maua granite	porphyritic bt granite	FME		0,19
M26	363360	7387508	Maua granite	porphyritic bt granite			
M27	363425	7387577	Maua granite	porphyritic bt granite	FME		

M28	364605	7388664	Maua granite	porphyritic bt granite	micaceous enclave	0,18
M29	364969	7388929	Maua granite	porphyritic bt granite		
M30	365479	7387667	Maua granite	porphyritic bt granite	FME	0,19
M31	364875	7385998	pegmatite	weathered pegmatite		
M32	364190	7384522	lupeba orthogneiss	gneissic ms-bt granite		

ANEXO II

**Dados U-Pb de cristais de zircão analisados via
LA-MC-ICP-MS e dados U-Pb de cristais de
titanita do plúton Santa Catarina**

Anexo II - Resultados de datação U-Pb em zircão do plúton Santa Catarina

Point	Atomic Ratio			Based on 1s error from compilation worksheet, not concordia diagram worksheet with 2s											
	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s error	rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U AGE (Ma)	error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U AGE (Ma)	error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb AGE (Ma)	error	% Disc
E24-1	840369	0.09571	0.00196	0.84986	0.01390	0.06055	0.00024	0.955	619.0	21.1	583.5	15.8	623.1	23.2	0.7
E24-2	477143	0.09660	0.00128	0.85878	0.01294	0.06105	0.00037	0.937	624.5	19.3	549.4	13.9	641.1	25.1	2.7
E24-3	372824	0.09198	0.00166	0.81257	0.01487	0.06066	0.00045	0.937	595.9	19.6	530.6	14.5	627.3	26.8	5.2
E24-4	159244	0.09001	0.00093	0.81482	0.01120	0.06236	0.00127	0.799	583.7	17.6	608.1	17.0	686.6	48.3	15.7
E24-5	297116	0.10046	0.00249	1.09840	0.12537	0.07473	0.00415	0.546	648.1	23.5	624.4	31.0	1061.1	113.7	40.9
E24-6	460651	0.09703	0.00133	0.85923	0.02284	0.06113	0.00043	0.932	627.1	19.5	1783.2	27.7	643.7	26.3	2.7
E24-7	443346	0.08256	0.00101	0.80758	0.04792	0.06488	0.00196	0.694	537.4	16.6	654.2	21.1	770.5	66.9	31.5
E24-8	258082	0.08549	0.00132	0.74034	0.02182	0.05955	0.00066	0.906	555.6	17.8	641.4	16.6	587.1	32.5	5.6
E24-9	998583	0.08192	0.00357	0.73355	0.02785	0.06032	0.00025	0.978	533.4	26.1	708.8	25.8	615.0	23.4	13.8
E24-10	20327	0.06599	0.00170	0.34257	0.06565	0.03548	0.01301	0.101	433.0	16.2	592.9	153.4	-671.0	1012.4	170.3
E24-11	65338	0.06773	0.00387	0.53296	0.70979	0.05504	0.00482	0.570	444.1	26.5	646.1	50.0	413.7	196.9	-7.6
E24-12	204985	0.05166	0.00088	0.41055	0.00712	0.05511	0.00085	0.872	341.4	11.3	635.8	17.5	416.7	41.1	18.5
E24-13	662136	0.07976	0.00137	0.76565	0.02234	0.06090	0.00049	0.930	549.5	17.7	622.8	16.0	635.6	27.7	14.1
E24-14	493734	0.09182	0.00195	0.85850	0.03614	0.06046	0.00045	0.940	628.7	21.2	1062.2	23.6	620.1	26.8	-1.5
E24-15	325517	0.09248	0.00152	0.85912	0.02578	0.05973	0.00073	0.897	633.0	20.1	1367.9	26.4	593.9	34.2	-6.9
E24-16	64475	0.23480	0.00735	4.79047	0.19072	0.13031	0.00337	0.821	1499.8	54.7	1602.5	38.4	2102.1	48.7	32.1
E24-17	436882	0.09646	0.00193	0.90471	0.01802	0.06079	0.00054	0.929	658.8	21.8	1793.0	29.9	631.9	28.9	-4.5
E24-18	658244	0.09433	0.00093	0.88068	0.00883	0.06017	0.00031	0.936	645.0	19.2	1953.3	27.1	609.6	24.4	-6.1
E24-19	270317	0.10174	0.00130	1.00983	0.02345	0.06291	0.00090	0.869	693.1	21.1	2091.8	30.7	705.1	37.2	1.8
E24-20	493854	0.09325	0.00088	0.85872	0.00749	0.05910	0.00039	0.928	638.0	18.9	2213.6	28.3	570.8	26.0	-12.4
E24-21	401153	0.08359	0.00101	0.79298	0.02268	0.06090	0.00052	0.919	574.7	17.5	2322.3	29.7	635.9	28.2	10.0
E24-22	499819	0.09529	0.00093	0.88957	0.00837	0.06014	0.00029	0.938	651.3	19.3	2420.5	28.7	608.8	24.0	-7.3
E24-23	671298	0.09275	0.00136	0.87039	0.01133	0.05993	0.00038	0.936	634.7	19.8	2510.1	30.6	601.2	25.7	-5.9
E24-24	443607	0.09059	0.00117	0.84656	0.00625	0.05999	0.00076	0.885	620.6	19.0	2592.4	31.9	603.4	35.0	-3.0
E24-25	371374	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.931	458.0	17.0	624.4	18.5	600.5	31.7	24.6

Anexo II - Resultados de datação U-Pb em zircão do plúton Sabaúna

Ponto	Atomic Ratio								206Pb/238U AGE (Ma) error		207Pb/235U AGE (Ma) error		207Pb/206Pb AGE (Ma) error		% Disc
	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s error	rho							
E26-1	146028	0.09962	0.00319	0.79836	0.03482	0.05782	0.00181	0.698	612.2	18.7	595.9	19.5	523.0	68.6	-17.9
E26-2	377727	0.09849	0.00470	0.80909	0.03904	0.06072	0.00074	0.968	605.5	27.5	601.9	21.7	629.3	26.2	4.0
E26-3	123299	0.09985	0.00391	0.82893	0.03839	0.06428	0.00172	0.818	613.5	22.9	613.0	21.1	751.0	56.4	19.2
E26-4	496719	0.09910	0.00331	0.81472	0.02771	0.06024	0.00072	0.938	609.1	19.4	605.1	15.4	612.3	25.7	0.5
E26-5	32850	0.07067	0.00398	0.82222	0.02979	0.08187	0.00655	0.468	440.2	23.9	609.3	16.5	1242.3	156.7	66.8
E26-6	26980	0.09663	0.00327	0.79527	0.02897	0.06131	0.00101	0.893	594.6	19.2	594.2	16.3	650.3	35.2	9.0
E26-7	340222	0.09741	0.00324	0.80679	0.03032	0.05922	0.00106	0.879	599.2	19.0	600.7	16.9	575.1	38.9	-4.4
E26-8	913410	0.09989	0.00372	0.73402	0.02973	0.05884	0.00066	0.962	613.8	21.8	558.9	17.3	561.1	24.4	-9.8
E26-9	65097	0.09618	0.00304	0.74283	0.02961	0.06686	0.00239	0.520	592.0	17.9	564.1	17.1	833.6	74.6	30.3
E26-10	70879	0.09209	0.00341	0.81630	0.02663	0.06024	0.00310	0.088	567.9	20.1	606.0	14.8	612.3	111.2	7.6
E26-11	57635	0.10307	0.00811	0.83475	0.03117	0.08017	0.00975	0.475	632.4	47.2	616.2	17.1	1201.1	239.8	49.7
E26-12	37145	0.09751	0.00325	0.71329	0.02760	0.06880	0.00379	0.162	599.8	19.1	546.7	16.2	892.8	113.6	34.4
E26-13	49267	0.09413	0.00343	0.82773	0.03632	0.08151	0.00668	1.203	579.9	20.2	612.3	20.0	1233.7	160.7	55.4
E26-14	94331	0.08936	0.00292	0.75678	0.03534	0.07485	0.00210	0.807	551.8	17.3	572.1	20.2	1064.6	56.3	50.2
E26-15	85824	0.09397	0.00297	0.80816	0.02970	0.07297	0.00309	0.238	579.0	17.5	601.4	16.5	1013.2	85.9	44.8
E26-16	83188	0.08974	0.00281	0.80539	0.02966	0.06949	0.00321	0.085	554.0	16.6	599.9	16.5	913.3	95.2	41.0
E26-17	126200	0.09142	0.00321	0.73931	0.02848	0.06776	0.00340	0.071	563.9	18.9	562.0	16.5	861.2	104.3	36.0
E26-18	50636	0.08941	0.00317	0.74793	0.02814	0.06187	0.00340	0.126	552.0	18.8	567.0	16.2	669.5	117.5	18.3
E26-19	44755	0.08871	0.00290	0.73453	0.02657	0.05571	0.00323	0.414	547.9	17.2	559.2	15.4	440.7	129.0	-25.4
E26-20	182211	0.09010	0.00298	0.73279	0.02583	0.06006	0.00153	0.725	556.1	17.6	558.2	15.0	605.7	55.0	8.5
E26-21	146014	0.08936	0.00309	0.77108	0.03027	0.06109	0.00135	0.828	551.7	18.3	580.4	17.2	642.5	47.6	14.7
E26-22	667634	0.09883	0.00318	0.77108	0.03027	0.06003	0.00069	0.968	607.6	18.6	580.4	17.2	604.7	24.8	-0.5
E26-23	353089	0.10144	0.00341	0.77108	0.03027	0.06094	0.00117	0.873	622.9	19.9	580.4	17.2	637.2	41.2	2.4
E26-24	342244	0.09294	0.00344	0.77108	0.03027	0.05924	0.00090	0.922	572.9	20.2	580.4	17.2	575.9	33.1	0.6
E26-25	18081	0.08925	0.00354	0.77108	0.03027	-0.00546	-0.01746	0.989	551.1	20.9	580.4	17.2	sem resultado		
E26-26	141460	0.12798	0.00701	0.77108	0.03027	0.05324	0.01424	0.717	776.3	39.9	580.4	17.2	339.1	605.9	-136.9
E26-27	79357	0.09874	0.00315	0.77108	0.03027	0.04406	0.00357	1.230	607.0	18.5	580.4	17.2	-107.3	199.6	698.2
E26-28	236446	0.09625	0.00338	0.77108	0.03027	0.05489	0.00097	0.892	592.4	19.8	580.4	17.2	407.6	39.7	-47.5
E26-29	22872	0.09134	0.00324	0.77108	0.03027	0.01434	0.00944	1.106	563.5	19.1	580.4	17.2	-4461.9	#####	118.3
E26-30	260942	0.11998	0.00674	0.77108	0.03027	0.05539	0.01170	0.698	730.4	38.7	580.4	17.2	427.9	470.8	-74.8
E26-31	43402	0.11710	0.00805	0.77108	0.03027	0.02642	0.09002	0.571	713.8	46.3	580.4	17.2	-1568.5	→∞	154.2
E26-32	25416	0.08931	0.00326	0.77108	0.03027	0.01526	0.00971	1.074	551.5	19.3	580.4	17.2	-4049.0	#####	119.1
E26-33	137062	0.09547	0.00396	0.77108	0.03027	0.06366	0.00111	0.908	587.8	23.3	580.4	17.2	730.4	36.9	20.4
E26-34	117762	0.09479	0.00633	0.77108	0.03027	0.06218	0.00183	0.980	583.8	37.2	580.4	17.2	680.4	62.7	14.8
E26-35	43655	0.06109	0.03663	0.77108	0.03027	0.06762	0.06948	0.065	382.2	218.8	580.4	17.2	856.9	2133.6	57.0

Anexo II - Resultados de datação U-Pb em zircão do plúton Sabaúna (cont.)

Ponto	Atomic Ratio								206Pb/238U AGE (Ma) error		207Pb/235U AGE (Ma) error		207Pb/206Pb AGE (Ma) error		% Disc
	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s error	rho							
E26-36	18729	0.12221	0.00698	0.7711	0.03027	0.05275	0.02517	0.687	743.3	40.0	580.4	17.2	318.0	1084.7	-141.7
<i>E26-37</i>	<i>110067</i>	<i>0.09742</i>	<i>0.00407</i>	<i>0.7711</i>	<i>0.03027</i>	<i>0.04403</i>	<i>0.01442</i>	<i>0.940</i>	<i>599.3</i>	<i>23.9</i>	<i>580.4</i>	<i>17.2</i>	<i>-108.7</i>	<i>806.2</i>	<i>682.4</i>
E26-38	93354	0.09206	0.00324	0.7711	0.03027	0.06519	0.00296	0.258	567.7	19.1	580.4	17.2	780.4	95.5	28.5
E26-39	63830	0.09267	0.00316	0.7711	0.03027	0.05961	0.00199	0.593	571.3	18.6	580.4	17.2	589.4	72.5	3.2
E26-40	351641	0.09352	0.00311	0.7711	0.03027	0.07480	0.00228	0.658	576.3	18.3	580.4	17.2	1063.0	61.3	47.8
E26-41	19027	0.094890	0.00338	0.77108	0.03027	0.06255	0.00085	0.939	584.4	19.9	580.4	17.2	692.8	28.9	16.4
E26-42	95486	0.094819	0.00338	0.77108	0.03027	0.06238	0.00085	0.939	584.0	19.9	580.4	17.2	687.1	29.0	15.7
E26-43	80333	0.095152	0.00321	0.77108	0.03027	0.06764	0.00442	0.599	585.9	18.9	580.4	17.2	857.5	135.5	33.1
E26-44	410385	0.100504	0.00346	0.77108	0.03027	0.06356	0.00290	0.238	617.4	20.2	580.4	17.2	727.1	96.8	15.8
E26-45	322676	0.088856	0.00332	0.77108	0.03027	0.06064	0.00083	0.937	548.8	19.6	580.4	17.2	626.6	29.5	13.0
E26-46	416214	0.107392	0.00858	0.77108	0.03027	0.05952	0.00149	0.491	657.6	49.8	580.4	17.2	586.0	54.4	-12.9
E26-47	18381	0.092418	0.00400	0.77108	0.03027	0.05552	0.00396	0.493	569.8	23.6	580.4	17.2	433.4	158.9	-32.9
E26-48	842769	0.089875	0.00328	0.77108	0.03027	0.06486	0.00348	0.006	554.8	19.4	580.4	17.2	769.9	113.1	29.2
E26-49	626716	0.074810	0.00351	0.77108	0.03027	0.06005	0.00067	0.982	465.1	21.0	580.4	17.2	605.2	24.0	24.0
E26-50	439022	0.093982	0.00347	0.77108	0.03027	0.05828	0.00071	0.950	579.0	20.4	580.4	17.2	540.4	26.7	-7.5
E26-51	240940	0.093308	0.00318	0.77108	0.03027	0.05758	0.00091	0.917	575.1	18.7	580.4	17.2	514.0	34.6	-12.4
E26-52	212923	0.098291	0.00339	0.77108	0.03027	0.05477	0.00175	0.630	604.4	19.8	580.4	17.2	402.7	71.7	-52.5
E26-53	69942.6	0.0970122	0.0041	0.7710813	0.03027	0.05652292	0.00164	0.746	596.875674	23.94	580.3830505	17.21	473.0	64.36	-27.43
<i>E26-54</i>	<i>12318.2</i>	<i>0.0714477</i>	<i>0.0056</i>	<i>0.771081</i>	<i>0.0303</i>	<i>0.04578555</i>	<i>0.00664</i>	<i>0.501</i>	<i>444.871971</i>	<i>33.57</i>	<i>580.3830505</i>	<i>17.21</i>	<i>-13.7</i>	<i>350.3</i>	<i>3475</i>
<i>E26-55</i>	<i>90080.8</i>	<i>0.0900891</i>	<i>0.0034</i>	<i>0.771081</i>	<i>0.0303</i>	<i>0.01192509</i>	<i>0.01477</i>	<i>1.036</i>	<i>556.064192</i>	<i>20.16</i>	<i>580.3830505</i>	<i>17.21</i>	<i>-6013.3</i>	<i>12638</i>	<i>114.9</i>
E26-56	66241.2	0.0855408	0.0027	0.7710813	0.03027	0.05490335	0.0024	0.256	529.11062	16.04	580.3830505	17.21	408.3	97.66	-30.83
E26-57	58484.6	0.0851786	0.0034	0.7710813	0.03027	0.06295891	0.00264	0.433	526.959575	19.9	580.3830505	17.21	706.8	89.06	26.5
E26-58	82842.9	0.0932077	0.0033	0.7710813	0.03027	0.05269355	0.00727	1.12	574.479842	19.23	580.3830505	17.21	315.6	313.7	-85.75
E26-59	260541	0.0829997	0.0044	0.7710813	0.03027	0.05371064	0.00404	0.296	514.002953	26.4	580.3830505	17.21	358.9	169.6	-44.95
E26-60	250653	0.0930052	0.0031	0.7710813	0.03027	0.05789022	0	0.915	573.285712	18.02	580.3830505	17.21	525.6	35.38	-9.48
E26-61	159639	0.0981469	0.0036	0.7710813	0.03027	0.05767874	0.00098	0.901	603.540006	21.13	580.3830505	17.21	517.6	37.43	-17.4
E26-62	139678	0.0908785	0.0032	0.7710813	0.03027	0.05485705	0.00142	0.763	560.730448	18.98	580.3830505	17.21	406.4	58.12	-39.66
E26-63	223796	0.0949433	0.0034	0.7710813	0.03027	0.05411315	0.00195	0.537	584.706434	19.76	580.3830505	17.21	375.8	81.22	-58.18

Anexo II - Resultados de datação U-Pb em zircão do plúton Itapeti

Grain ID	Atomic Ratio								206Pb/238U		207Pb/235U		207Pb/206Pb		% Disc
	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s error	rho	AGE (Ma)	error	AGE (Ma)	error	AGE (Ma)	error	
E38-1	265151	0.09571	0.00196	0.84986	0.01390	0.06055	0.00024	0.930	688.0	50.5	680.6	40.3	864.0	63.0	21.5
E38-2	376383	0.09660	0.00128	0.85878	0.01294	0.06105	0.00037	0.888	587.4	19.7	616.6	17.4	712.7	37.2	18.4
E38-3	386327	0.09198	0.00166	0.81257	0.01487	0.06066	0.00045	0.930	596.1	18.6	598.4	15.1	619.4	26.9	3.9
E38-4	1171575	0.09001	0.00093	0.81482	0.01120	0.06236	0.00127	0.877	568.6	22.3	581.7	19.9	621.8	47.2	8.9
E38-5	340641	0.10046	0.00249	1.09840	0.12537	0.07473	0.00415	0.884	512.2	21.2	549.8	20.0	705.4	47.3	28.5
E38-6	256322	0.09703	0.00133	0.85923	0.02284	0.06113	0.00043	0.962	589.7	22.2	588.4	17.6	585.2	23.6	-0.8
E38-7	187413	0.08256	0.00101	0.80758	0.04792	0.06488	0.00196	0.911	521.4	19.8	609.4	19.1	991.0	35.4	49.3
E38-8	322710	0.08549	0.00132	0.74034	0.02182	0.05955	0.00066	0.935	724.1	27.7	822.3	23.4	1109.7	30.0	36.7
E38-9	66675	0.08192	0.00357	0.73355	0.02785	0.06032	0.00025	0.924	566.8	17.7	575.7	14.7	618.0	28.0	8.6
E38-10	1056685	0.06599	0.00170	0.34257	0.06565	0.03548	0.01301	0.770	674.2	39.8	631.5	36.9	641.2	109.6	-5.4
E38-11	97163	0.06773	0.00387	0.53296	0.70979	0.05504	0.00482	0.884	607.1	29.8	563.2	24.4	713.4	56.7	15.6
E38-12	85295	0.05166	0.00088	0.41055	0.00712	0.05511	0.00085	0.928	553.3	17.8	603.7	15.7	607.9	28.0	9.4
E38-13	49196	0.07976	0.00137	0.76565	0.02234	0.06090	0.00049	0.791	574.5	18.5	624.9	18.8	706.1	52.9	19.5
E38-14	121389	0.09182	0.00195	0.85850	0.03614	0.06046	0.00045	0.900	557.8	21.7	562.6	18.7	871.8	39.6	37.6
E38-15	102756	0.09248	0.00152	0.85912	0.02578	0.05973	0.00073	0.954	530.7	25.2	609.0	23.1	671.2	32.7	21.8
E38-16	137453	0.23480	0.00735	4.79047	0.19072	0.13031	0.00337	0.815	567.5	17.7	578.6	16.7	755.0	46.8	25.9
E38-17	195704	0.09646	0.00193	0.90471	0.01802	0.06079	0.00054	0.928	540.3	17.3	631.6	16.0	727.4	27.4	26.8
E38-18	466709	0.09433	0.00093	0.88068	0.00883	0.06017	0.00031	0.927	601.2	20.0	501.4	14.2	731.8	28.8	18.7
E38-19	467280	0.10174	0.00130	1.00983	0.02345	0.06291	0.00090	0.977	460.0	33.1	624.4	34.8	709.6	34.1	36.4
E38-20	118327	0.09325	0.00088	0.85872	0.00749	0.05910	0.00039	0.900	560.2	43.0	595.0	39.2	876.5	80.3	37.7
E38-21	171052	0.08359	0.00101	0.79298	0.02268	0.06090	0.00052	0.889	576.3	18.2	570.9	15.4	713.0	34.7	20.0
E38-22	77344	0.09529	0.00093	0.88957	0.00837	0.06014	0.00029	0.702	588.6	20.3	582.3	21.7	730.5	74.9	20.3
E38-23	970643	0.09275	0.00136	0.87039	0.01133	0.05993	0.00038	0.943	579.0	17.0	640.4	14.6	589.9	22.5	1.9
E38-24	401264	0.09059	0.00117	0.84656	0.00625	0.05999	0.00076	0.854	615.1	21.6	618.0	19.0	829.8	45.1	27.1
E38-25	454069	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.933	598.1	19.9	881.0	20.9	774.5	27.3	23.8
E38-26	126947	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.864	781.3	25.9	684.3	19.3	1150.8	39.3	34.1
E38-27	367095	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.906	625.9	21.3	597.0	17.0	889.5	33.3	31.1
E38-28	538060	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.955	566.3	21.2	718.9	20.3	714.0	25.1	21.6
E38-29	80085	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.585	555.0	17.9	739.6	28.5	1400.3	85.4	62.9
E38-30	55698	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.852	763.8	66.1	637.9	49.7	800.1	118.0	4.8
E38-31	142150	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.633	655.0	24.4	695.8	29.7	630.8	99.9	-4.0
E38-32	48442	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.118	725.9	55.8	646.6	283.4	272.8	1555.8	-175.7
E38-33	81353	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.744	725.6	40.2	569.1	33.3	673.4	111.2	-8.2
E38-34	201009	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.966	639.6	47.7	589.5	35.4	680.9	44.6	6.4
E38-35	14390	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.009	222.3	142.8	580.5	3527.7	1267.7	140222.9	83.9
E38-36	191298	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.928	549.2	16.2	585.1	13.9	632.9	25.4	13.8
E38-37	33365	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.838	592.0	19.4	582.5	17.2	570.1	46.6	-4.0
E38-38	47780	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.885	577.2	18.4	443.3	12.8	603.2	36.3	4.5

Anexo II - Resultados de datação U-Pb em zircão do plúton Itapeti (cont.)

Grain ID	Atomic Ratio														
	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s error	rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U AGE (Ma)	error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U AGE (Ma)	error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb AGE (Ma)	error	% Disc
E38-39	130898	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.947	580.9	19.2	720.2	17.9	606.3	24.4	4.4
E38-40	99301	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.903	575.8	17.6	618.0	15.4	622.5	31.3	7.8
E38-41	142932	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.709	505.6	26.0	676.0	36.0	856.2	108.8	42.6
E38-42	96020	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.910	700.9	36.2	611.8	26.8	833.2	51.1	16.8
E38-43	58667	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.512	587.2	19.4	580.5	28.2	837.8	115.9	31.3
E38-44	139880	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.978	750.4	64.4	635.3	42.9	777.2	40.4	3.6
E38-45	103410	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.674	578.9	19.2	583.7	21.7	712.9	77.7	19.6
E38-46	100186	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.918	564.1	17.5	1037.1	21.7	642.9	28.9	12.8
E38-47	83975	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.939	629.0	32.4	1349.4	41.4	678.9	41.6	7.7
E38-48	130425	0.06600	0.00177	0.61142	0.01752	0.05992	0.00064	0.941	559.7	18.2	1587.9	27.4	688.9	25.2	19.6

Anexo II - Resultados de datação U-Pb em zircão do plúton Lagoinha

Ponto	Atomic Ratio														
	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s error	rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U AGE (Ma)	error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U AGE (Ma)	error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb AGE (Ma)	error	% Disc
E11-1	253224	0.09522	0.00300	0.82515	0.02724	0.06282	0.00088	0.906	586.3	17.6	610.9	15.0	702.3	30.0	17.3
E11-2	270270	0.09363	0.00359	0.80528	0.03216	0.06336	0.00096	0.926	577.0	21.1	599.8	17.9	720.5	32.1	20.8
E11-3	473262	0.09439	0.00316	0.79338	0.02754	0.06109	0.00083	0.921	581.4	18.6	593.1	15.5	642.5	29.2	9.9
E11-4	181453	0.09083	0.00313	0.73781	0.02971	0.06075	0.00141	0.819	560.4	18.5	561.1	17.2	630.4	49.8	11.6
E11-5	281413	0.09785	0.00332	0.81498	0.02922	0.06070	0.00093	0.905	601.8	19.5	605.2	16.2	628.4	33.1	4.4
E11-6	431492	0.09302	0.00385	0.77752	0.03258	0.06088	0.00073	0.959	573.4	22.7	584.1	18.4	635.1	25.8	10.2
E11-7	111696	0.09198	0.00299	0.74545	0.03070	0.05894	0.00160	0.753	567.2	17.6	565.6	17.7	564.7	59.1	-0.5
E11-8	127052	0.09219	0.00317	0.75421	0.04173	0.05910	0.00263	0.595	568.5	18.7	570.7	23.9	570.8	96.8	0.4
E11-9	92963	0.09361	0.00360	1.71368	0.22108	0.13376	0.01653	0.288	576.8	21.2	1013.7	79.5	2147.9	215.8	76.3
E11-10	369435	0.09768	0.00341	0.78045	0.02866	0.05850	0.00089	0.911	600.8	20.0	585.7	16.2	548.4	33.2	-10.0
E11-11	387536	0.09652	0.00327	0.79167	0.02785	0.05955	0.00082	0.920	594.0	19.2	592.1	15.7	587.3	30.0	-1.2
E11-12	456836	0.20912	0.01378	3.92059	0.28909	0.13993	0.00484	0.883	1224.1	73.1	1617.9	58.0	2226.3	59.9	49.3
E11-13	382743	0.09441	0.00327	0.73127	0.02716	0.05595	0.00094	0.893	581.5	19.2	557.3	15.8	450.3	37.2	-30.5
E11-14	77746	0.09118	0.00307	0.47766	0.04497	0.03827	0.00339	0.342	562.5	18.1	396.5	30.4	-466.7	233.9	230.6
E11-15	741495	0.09758	0.00321	0.77187	0.02575	0.05740	0.00066	0.940	600.2	18.8	580.8	14.7	506.9	25.2	-19.3
E11-16	50361	0.09106	0.00307	0.23402	0.05738	0.01807	0.00439	0.132	561.8	18.1	213.5	46.2	-3107.9	1203.3	123.8
E11-17	749875	0.09749	0.00386	0.77128	0.03560	0.05700	0.00146	0.831	599.7	22.7	580.5	20.2	491.6	56.7	-23.0
E11-18	332361	0.09394	0.00351	0.70613	0.03811	0.05444	0.00219	0.667	578.8	20.7	542.4	22.4	389.5	90.3	-50.8
E11-19	117652	0.09275	0.00309	0.58583	0.02939	0.04582	0.00178	0.634	571.8	18.2	468.2	18.6	-11.9	93.8	5119.7

Anexo II - Resultados de datação U-Pb em zircão do plúton Lagoinha

Atomic Ratio															
Ponto	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s error	rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U AGE (Ma)	error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U AGE (Ma)	error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb AGE (Ma)	error	% Disc
E11-20	256988	0.09509	0.00302	0.72172	0.02761	0.05502	0.00130	0.788	585.6	17.7	551.7	16.2	413.2	52.8	-43.6
E11-21	200018	0.09389	0.00381	0.64066	0.03107	0.05006	0.00142	0.811	578.5	22.4	502.7	19.1	197.9	66.0	-201.2
E11-22	299963	0.09708	0.00309	0.75285	0.02696	0.05628	0.00108	0.845	597.3	18.1	569.9	15.5	463.3	42.5	-30.3
E11-23	1137803	0.09990	0.00339	0.80525	0.02747	0.05847	0.00062	0.951	613.8	19.8	599.8	15.3	547.3	23.3	-12.7
E11-24	249903	0.09554	0.00321	0.73589	0.02798	0.05576	0.00114	0.843	588.2	18.8	560.0	16.2	442.8	45.6	-34.4
E11-25	198970	0.10192	0.00343	0.81796	0.03697	0.05640	0.00179	0.711	625.6	20.0	606.9	20.4	468.0	70.5	-35.4
E11-26	176069	0.09380	0.00335	0.78538	0.02986	0.06105	0.00100	0.904	578.0	19.7	588.5	16.8	641.1	35.1	10.3
E11-27	298605	0.09521	0.00346	0.82326	0.03390	0.06201	0.00135	0.849	586.3	20.3	609.9	18.7	674.5	46.7	13.7
E11-28	304301	0.09126	0.00309	0.74708	0.02676	0.05943	0.00091	0.905	563.0	18.2	566.5	15.4	582.9	33.2	3.6
E11-29	123731	0.09154	0.00313	0.74447	0.02827	0.05885	0.00113	0.863	564.6	18.5	565.0	16.3	561.7	42.0	-0.5
E11-30	186202	0.09706	0.00409	0.79716	0.03587	0.06012	0.00112	0.911	597.1	24.0	595.2	20.1	608.0	40.2	1.9
E11-31	132813	0.09199	0.00315	0.75892	0.03278	0.06039	0.00170	0.758	567.3	18.5	573.4	18.7	617.4	60.9	8.5
E11-32	267137	0.09581	0.00309	0.80630	0.02771	0.06141	0.00096	0.893	589.8	18.1	600.4	15.5	653.6	33.4	10.2
E11-33	155327	0.09625	0.00322	0.79659	0.02794	0.06019	0.00087	0.912	592.4	18.9	594.9	15.7	610.3	31.3	3.1
E11-34	150838	0.09272	0.00320	0.77240	0.02870	0.06049	0.00103	0.890	571.6	18.9	581.1	16.3	621.3	36.6	8.4
E11-35	116418	0.09211	0.00326	0.77031	0.03257	0.06184	0.00156	0.805	568.0	19.2	579.9	18.5	668.6	53.8	15.7
E11-36	117240	0.10021	0.00369	0.82493	0.04356	0.06173	0.00242	0.671	615.7	21.6	610.8	23.9	664.7	83.9	7.7
E11-37	146036	0.09401	0.00315	0.76955	0.02889	0.05952	0.00117	0.852	579.2	18.5	579.5	16.4	586.2	42.8	1.2
E11-38	316021	0.09051	0.00300	0.74878	0.02577	0.05995	0.00082	0.920	558.6	17.7	567.5	14.9	601.8	29.5	7.5
E11-39	163415	0.09579	0.00326	0.79581	0.02916	0.06096	0.00103	0.888	589.7	19.1	594.5	16.4	637.7	36.4	7.9
E11-40	289883	0.15503	0.01622	1.47994	0.16362	0.06910	0.00256	0.942	929.1	89.9	922.2	64.9	901.7	76.4	-3.3

Anexo II - Resultados de datação U-Pb em zircão do plúton Serra do Quebra Cangalha

Ponto	Atomic Ratio								²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		% Disc
	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s error	rho	AGE (Ma)	error	AGE (Ma)	error	AGE (Ma)	error	
e7_1	58551	0.15932	0.00153	0.15932	0.00153	0.07875	0.00380	0.519	953.0	27.8	1018.3	36.4	1165.8	97.6	19.6
e7_2	27869	0.15598	0.00220	0.15598	0.00220	0.07478	0.00763	0.295	934.4	28.8	969.4	64.9	1062.7	206.3	13.0
e7_3	13274	0.12204	0.00395	0.12204	0.00395	0.07416	0.01336	0.232	742.3	30.9	823.3	99.6	1045.9	363.8	30.7
e7_4	133545	0.08280	0.00177	0.08280	0.00177	0.05576	0.00252	0.609	512.8	18.1	457.1	21.2	443.0	102.8	-16.4
e7_5	94059	0.09660	0.00102	0.09660	0.00102	0.06340	0.00281	0.554	594.4	18.0	620.8	25.0	721.6	96.5	18.4
e7_6	72946	0.12713	0.00130	0.12713	0.00130	0.07450	0.00328	0.555	771.5	23.0	820.9	30.1	1055.0	91.0	28.5
e7_7	41400	0.09396	0.00080	0.09396	0.00080	0.04467	0.00438	0.287	578.9	17.2	457.1	37.2	-73.8	241.1	925.4
e7_8	112192	0.17992	0.00423	0.17992	0.00423	0.07047	0.00303	0.641	1066.6	37.4	990.9	35.7	942.1	90.4	-14.3
e7_9	44333	0.18028	0.00227	0.18028	0.00227	0.06366	0.00385	0.452	1068.5	32.0	963.2	41.8	730.3	129.8	-50.3
e7_10	2080180	0.11220	0.01452	0.11220	0.01452	0.06293	0.00071	0.994	685.5	85.8	702.1	65.4	705.8	31.9	3.0
e7_11	1097890	0.09764	0.00176	0.09764	0.00176	0.06401	0.00040	0.944	600.6	20.0	634.4	16.6	742.0	25.0	20.0
e7_12	79885	0.25012	0.00354	0.25012	0.00354	0.09537	0.00193	0.815	1439.1	42.6	1476.8	29.8	1535.4	42.5	7.0
e7_13	179303	0.13817	0.00324	0.19154	0.00667	0.07859	0.00167	0.887	1129.7	47.5	1156.1	34.4	1161.9	46.5	3.0
e7_14	196307	0.19154	0.00667	0.24684	0.00531	0.09906	0.00058	0.952	1422.2	46.9	1476.8	28.7	1606.4	21.6	12.8
e7_15	437952	0.24684	0.00531	0.11038	0.00146	0.06487	0.00076	0.898	674.9	21.0	704.7	17.5	770.1	32.4	13.0
e7_16	158302	0.13775	0.00235	0.29658	0.00419	0.11616	0.00342	0.714	1674.3	48.7	1776.2	36.5	1897.9	55.9	13.4
e7_17	121973	0.11882	0.00286	0.09017	0.00300	0.06258	0.00064	0.951	556.5	23.8	586.3	20.3	694.1	30.4	20.7
e7_18	252794	0.11038	0.00146	0.11274	0.00169	0.05646	0.00608	0.284	688.6	21.9	648.3	52.6	470.7	239.3	-48.8
e7_19	747969	0.29658	0.00419	0.15135	0.00162	0.07161	0.00218	0.687	908.5	26.9	926.2	26.4	975.0	65.4	7.3
e7_20	39620	0.11930	0.00273	0.10265	0.00127	0.05779	0.00276	0.536	629.9	19.4	604.6	26.0	521.7	106.9	-21.8
e7_21	282713	0.09017	0.00300	0.11930	0.00273	0.28349	0.05498	0.184	726.5	25.9	1774.3	153.5	3382.3	302.8	82.7
e7_22	392886	0.11274	0.00169	0.09017	0.00300	0.06258	0.00064	0.951	556.5	23.8	586.3	20.3	694.1	30.4	20.7
e7_23	35840	0.15135	0.00162	0.11274	0.00169	0.05646	0.00608	0.284	688.6	21.9	648.3	52.6	470.7	239.3	-48.8
e7_24	63769	0.10265	0.00127	0.10265	0.00127	0.05779	0.00276	0.536	629.9	19.4	604.6	26.0	521.7	106.9	-21.8

Anexo II - Resultados de datação U-Pb em zircão do plúton Mauá

Atomic Ratio															
Ponto	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s error	rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U AGE (Ma)	error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U AGE (Ma)	error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb AGE (Ma)	error	% Disc
Mau29-1	9201	0.07682	0.0010	0.06034	0.00357	0.06034	0.00362	0.461	477.1	15.0	499.8	26.4	615.8	129.7	23.4
Mau29-2	25402	0.12443	0.0021	0.04242	0.00773	0.04242	0.00774	0.179	756.0	24.6	554.6	76.3	-201.4	457.3	504.5
Mau29-3	10739	0.06338	0.0012	0.02612	0.01461	0.02612	0.01461	0.061	396.1	13.7	205.7	99.4	-1607.0	1907.6	128.7
Mau29-4	102965	0.19707	0.0037	0.08789	0.00205	0.08789	0.00223	0.803	1159.6	37.6	1237.4	29.9	1380.1	48.7	17.5
Mau29-5	26043	0.09177	0.0011	0.05432	0.00487	0.05432	0.00490	0.324	566.0	17.5	525.4	38.4	384.4	202.6	-49.3
Mau29-6	67616	0.09590	0.0019	0.04862	0.00327	0.04862	0.00331	0.451	590.3	20.1	506.8	30.0	129.7	160.1	-372.0
Mau29-7	6847	0.08388	0.0028	0.01810	0.03018	0.01810	0.03018	0.026	519.2	22.6	175.1	238.1	-3100.4	8239.6	122.0
Mau29-8	35438	0.09550	0.0011	0.05055	0.00368	0.05055	0.00371	0.385	588.0	18.1	513.1	31.6	220.2	170.0	-174.8
Mau29-9	49000	0.09791	0.0014	0.06253	0.00070	0.06253	0.00094	0.904	602.2	19.0	623.2	16.2	692.4	32.1	13.7
Mau29-10	55063	0.09400	0.0016	0.05473	0.00493	0.05473	0.00496	0.343	579.1	19.1	541.1	39.7	401.1	203.1	-46.4
Mau29-11	19678	0.08641	0.0010	0.02981	0.00896	0.02981	0.00896	0.102	534.3	16.5	303.1	76.3	-1178.6	928.1	151.7
Mau29-12	76036	0.09607	0.0010	0.07757	0.00375	0.07757	0.00383	0.524	591.3	18.0	714.6	29.3	1135.8	98.3	50.1
Mau29-13	24587	0.18363	0.0042	0.06515	0.00734	0.06515	0.00737	0.307	1086.7	37.7	986.6	72.4	779.3	237.9	-42.9
Mau29-14	71964	0.09387	0.0010	0.06141	0.00067	0.06141	0.00091	0.899	578.4	17.5	594.8	15.0	653.5	31.7	12.0
Mau29-15	27377	0.16931	0.0030	0.07108	0.00454	0.07108	0.00459	0.459	1008.3	32.4	986.5	44.9	959.6	132.1	-5.5
Mau29-16	23600	0.08807	0.0010	0.04552	0.00665	0.04552	0.00667	0.204	544.1	16.7	444.3	52.5	-28.0	355.1	2132.1
Mau29-17	45963	0.08866	0.0014	0.05552	0.00332	0.05552	0.00336	0.471	547.6	17.7	521.0	27.6	433.4	134.9	-27.5
Mau29-18	38421	0.07803	0.0009	0.04296	0.00610	0.04296	0.00611	0.209	484.4	14.9	384.1	45.5	-169.7	354.5	400.3
Mau29-19	29013	0.07816	0.0008	0.04122	0.00718	0.04122	0.00719	0.169	485.1	14.7	372.1	53.7	-273.8	443.6	288.0
Mau29-20	20974	0.08997	0.0032	0.06331	0.02086	0.06331	0.02087	0.137	555.4	24.8	578.0	137.0	718.6	699.7	23.7
Mau29-21	5338	0.04217	0.0014	0.01499	0.03401	0.01499	0.03401	0.020	266.3	11.8	80.0	161.1	-4162.0	14692.8	108.9
Mau29-22	4820	0.24582	0.0077	0.10567	0.00509	0.10567	0.00520	0.652	1416.9	55.0	1546.6	50.2	1726.0	90.3	19.9
Mau29-23	35957	0.27866	0.0035	0.10341	0.00214	0.10341	0.00238	0.804	1584.6	45.5	1630.8	30.8	1686.3	42.4	6.8
Mau29-24	67349	0.08173	0.0014	0.05160	0.00545	0.05160	0.00547	0.297	506.4	16.7	461.4	40.4	267.9	243.2	-92.6
Mau29-25	24000	0.07479	0.0012	0.06380	0.00451	0.06380	0.00455	0.415	464.9	15.2	507.8	30.8	734.9	151.0	38.1
Mau29-26	23340	0.08192	0.0012	0.05967	0.00492	0.05967	0.00496	0.357	507.6	16.2	520.2	35.6	591.7	180.2	14.8
Mau29-27	24544	0.09543	0.0014	0.05686	0.00107	0.05686	0.00121	0.833	587.6	18.8	567.1	16.6	486.0	47.1	-21.9
Mau29-28	108422	0.09490	0.0013	0.05311	0.00305	0.05311	0.00310	0.472	584.5	18.3	518.3	26.5	333.5	132.2	-78.7
Mau29-30	75538	0.07823	0.0023	0.06506	0.00187	0.06506	0.00198	0.804	485.5	19.8	548.8	21.5	776.2	64.1	38.9
Mau29-32	26027	0.04924	0.0032	-0.11128	0.08710	-0.11128	-0.08710	0.089	309.9	21.4	-1393.3		sem solução		
Mau29-33	2706	0.05197	0.0065	-0.25140	0.34520	-0.25140	-0.34521	0.093	326.6	40.9			sem solução		
Mau29-34	5545	0.05801	0.0039	0.04204	0.02294	0.04204	0.02294	0.133	363.5	26.1	305.0	135.6	-224.4	1374.2	269.6
Mau29-35	10632	0.09079	0.0019	0.04854	0.00380	0.04854	0.00383	0.407	560.2	19.6	481.3	32.6	125.6	185.9	-361.3
Mau29-36	45174	0.09941	0.0015	0.0567	0.00153	0.05669	0.00163	0.745	611.0	19.5	585.9	19.0	479.4	63.5	-28.8
Mau29-37	149858	0.07587	0.0014	0.0458	0.00738	0.04580	0.00740	0.206	471.4	16.1	393.7	52.5	-12.7	390.2	3960.3
Mau29-38	21216	0.06871	0.0010	0.0522	0.00628	0.05222	0.00630	0.256	428.4	13.8	398.1	40.3	295.1	275.4	-46.7
Mau29-39	18011	0.08302	0.0009	0.0679	0.00316	0.06793	0.00323	0.538	514.1	15.7	582.4	24.7	866.4	98.7	42.3

Anexo II - Resultados de datação U-Pb em zircão do plúton Mauá (cont.)

Atomic Ratio															
Ponto	²⁰⁶ Pb cps	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s error	rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U AGE (Ma)	error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U AGE (Ma)	error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb AGE (Ma)	error	% Disc
Mau29-40	26565	0.06644	0.0029	0.0366	0.01913	0.03657	0.01914	0.099	414.7	21.2	291.5	125.2	-588.0	1418.8	176.2
Mau29-41	7359	0.243452	0.0060	0.10406	0.00207	0.10406	0.00232	0.861	1404.6	48.9	1521.6	33.9	1697.8	41.1	19.2
Mau29-42	71272	0.083962	0.0009	0.05555	0.00290	0.05555	0.00295	0.496	519.7	15.9	503.8	24.0	434.3	118.2	-20.5
Mau29-43	62422	0.235534	0.0027	0.07115	0.00514	0.07115	0.00519	0.387	1363.4	39.4	1218.0	54.6	961.6	149.1	-46.4

Anexo II – Dados U-Pb de cristais de titanita da amostra E-24 plúton Santa Catarina

Anal.#	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s error	rho	Frac. Common	Frac. Rad. Pb	Rad. ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Rad. ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
								Pb			Age (Ma)	error (2s)
								f			1-f	
grain 11-1	0.0838771	0.0004981	0.1141489	0.0014795	1.3257374	0.0018539	0.9346584	0.026711501	0.973288499	0.111099795	679.1318689	44.388014
grain 11-2	0.0825501	0.0011716	0.1157562	0.002151	1.3263271	0.0026456	0.8708082	0.025122842	0.974877158	0.112848058	689.2670264	48.646488
grain 1-1	0.0852289	0.0005807	0.1124192	0.0015466	1.316626	0.0019311	0.9305901	0.028329697	0.971670303	0.109234434	668.3002609	44.113246
grain 2-1	0.0666154	0.0002696	0.1079453	0.00029	0.9926666	0.0010755	0.9356502	0.006047126	0.993952874	0.107292578	657.0051075	39.578047
grain 2-2	0.0687107	0.000622	0.1064353	0.0003246	1.0149175	0.0012216	0.8995244	0.008555408	0.991444592	0.105524741	646.7049196	39.002313
grain 3-1	0.085981	0.0005029	0.1155078	0.0016551	1.3796425	0.0019981	0.9379599	0.029230021	0.970769979	0.112131486	685.114791	45.555149
grain 4-1	0.0694445	0.0002907	0.1078317	0.0020476	1.0337083	0.0022972	0.9587471	0.009433813	0.990566187	0.106814425	654.2208038	46.455893
grain 4-2	0.0810728	0.0005064	0.1130014	0.0016295	1.2705812	0.0019778	0.9357572	0.023354349	0.976645651	0.110362335	674.8518276	44.926095
grain 5-1	0.0848785	0.0009467	0.115916	0.0011731	1.3415887	0.001809	0.8833895	0.027910222	0.972089778	0.112680734	688.2976904	43.584277
grain 6-1	0.0805274	0.0004409	0.113985	0.0016065	1.2770042	0.001943	0.9395744	0.022701483	0.977298517	0.11139733	680.8578852	45.135179
grain 8-1	0.0791428	0.000477	0.1144103	0.0016399	1.2455722	0.0019791	0.9369035	0.021043912	0.978956088	0.112002616	684.3677572	45.508305
grain 8-2	0.1018024	0.0054516	0.1199763	0.0002352	1.6904012	0.0055476	0.6354557	0.048170198	0.951829802	0.114197007	697.0763702	41.913799
grain 8-3	0.1074054	0.0085224	0.1187508	0.0029751	1.7944724	0.009082	0.7783926	0.054877732	0.945122268	0.112234009	685.7090312	53.602651
grain 9-1	0.1115576	0.0018397	0.1204108	0.0017264	1.8545764	0.0027139	0.8189456	0.059848467	0.940151533	0.113204427	691.3310414	45.973772
grain 9-2	0.0855883	0.0007725	0.1127156	0.0015779	1.3303598	0.0020215	0.9134838	0.028759969	0.971240031	0.109473927	669.6919452	44.34068
grain 9-3	0.0869709	0.0003805	0.1136006	0.0015326	1.3701294	0.0018691	0.9438425	0.030415119	0.969584881	0.110145424	673.59239	44.314047
grain 9-4	0.0992712	0.0024293	0.1165175	0.0026819	1.5987033	0.0037542	0.7190996	0.045140108	0.954859892	0.111257912	680.0491696	51.428532
grain 10-1	0.0846718	0.0005388	0.118354	0.0016904	1.3917894	0.0020366	0.9347092	0.027662788	0.972337212	0.115079998	702.183076	46.661851
grain 10-2	0.068737	0.0003619	0.1111849	0.0028101	1.0618077	0.0030046	0.9809598	0.008586941	0.991413059	0.110230179	674.0845267	52.885184
grain 10-3	0.0825085	0.004867	0.1101968	0.0021522	1.2524692	0.0054147	0.6356598	0.025073093	0.974926907	0.107433854	657.8275305	47.096528

ANEXO III

**Dados Pb-Pb (LA-MC-ICP-MS) de cristais de
feldspato alcalino**

Anexo III - Análises Pb-Pb realizadas em cristais de feldspato alcalino

Pluton Sample		206Pb/204Pb	1sigma	207Pb/204Pb	1sigma	208Pb/204Pb	1sigma
Serra do Quebra Cangalha	E-9 -1	15.16	0.019	15.71	0.016	38.18	0.039
	E-9 -2	18.19	0.013	15.70	0.011	38.18	0.027
	E-9 -3	18.27	0.017	15.75	0.015	38.37	0.035
	E-9 -4	18.12	0.006	15.67	0.006	38.05	0.015
	E-9 -5	18.09	0.016	15.64	0.014	37.98	0.034
	E-9 -6	18.13	0.018	15.68	0.016	38.11	0.039
Sabaúna	E-26 -1	17.24	0.008	15.55	0.007	37.67	0.018
	E-26 -2	17.25	0.006	15.56	0.005	37.68	0.015
	E-26 -3	17.41	0.028	15.59	0.024	38.15	0.062
	E-26 -4	17.27	0.009	15.57	0.008	37.70	0.020
	E-26 -5	17.33	0.028	15.57	0.026	38.00	0.063
Guacuri	E-31A -1	18.07	0.048	15.53	0.022	37.90	0.061
	E-31A -2	17.92	0.031	15.53	0.021	37.48	0.051
	E-31A -3	17.27	0.029	15.44	0.025	37.27	0.063
	E-31A -4	18.13	0.026	15.51	0.020	37.85	0.049
	E-31A -5	18.23	0.035	15.61	0.014	38.27	0.044
	E-31A -6	17.45	0.023	15.52	0.018	37.48	0.043
	E-32 -1	18.05	0.007	15.67	0.007	37.91	0.016
	E-32 -2	18.07	0.011	15.70	0.009	37.97	0.022
	E-32 -3	18.14	0.019	15.72	0.014	38.09	0.037
	E-32 -4	18.04	0.008	15.67	0.007	37.89	0.018
	E-32 -5	18.10	0.014	15.71	0.013	38.00	0.030
Lagoinha	E-11 -1	17.47	0.014	15.57	0.013	37.64	0.031
	E-11 -2	17.62	0.013	15.61	0.007	37.72	0.017
	E-11 -3	17.50	0.009	15.60	0.008	37.67	0.020
	E-11 -4	17.52	0.009	15.61	0.008	37.71	0.021
	E-11 -5	17.55	0.026	15.57	0.024	37.67	0.057
Natividade da Serra	E-17_1	18.06	0.003	15.69	0.003	37.95	0.010
	E-17_2	18.09	0.005	15.69	0.003	37.94	0.009
	E-17_3	18.08	0.005	15.67	0.005	37.90	0.011
	E-17_4	18.04	0.003	15.58	0.000	37.91	0.009
	E-17_5	18.04	0.002	15.67	0.003	37.91	0.008
	E-17_6	18.05	0.003	15.68	0.004	37.93	0.011
	E-13_1	18.22	0.040	15.60	0.020	37.70	0.050
	E-13_2	18.03	0.007	15.67	0.007	37.84	0.016
	E-13_3	18.27	0.020	15.85	0.017	38.27	0.040
	E-13_4	18.09	0.006	15.69	0.005	37.90	0.010
	E-13_5	18.15	0.020	15.73	0.020	38.02	0.040
Embasamento BMC	MAU 32 -1	18.29	0.013	15.77	0.012	38.00	0.028
	MAU 32 -2	18.34	0.022	15.74	0.013	37.87	0.033
	MAU 32 -3	18.06	0.019	15.63	0.016	37.62	0.041
	MAU 32 -4	18.26	0.012	15.75	0.011	37.93	0.027
	MAU 32 -5	18.18	0.012	15.69	0.010	37.78	0.023
Itapeti	E38_1	17.36	0.004	15.59	0.005	37.53	0.013
	E38_2	17.38	0.004	15.61	0.004	37.56	0.008
	E38_3	17.37	0.004	15.60	0.005	37.57	0.014
	E38_4	17.28	0.016	15.52	0.014	37.38	0.033
	E38_5	17.34	0.010	15.61	0.009	37.62	0.023
	e-27	17.54	0.010	15.68	0.009	37.81	0.020
	E-27	17.39	0.010	15.57	0.009	37.49	0.030
	E-27	17.47	0.007	15.63	0.007	37.63	0.020
	E-27	17.50	0.009	15.65	0.009	37.82	0.020
	E-27	17.51	0.009	15.66	0.008	37.79	0.020

Anexo III - Análises Pb-Pb realizadas em cristais de feldspato alcalino

Pluton	Sample	206Pb/204Pb	1sigma	207Pb/204Pb	1sigma	208Pb/204Pb	1sigma
Santa Branca	E-22 -1	17.74	0.010	15.57	0.007	37.90	0.017
	E-22 -2	17.89	0.012	15.54	0.010	37.92	0.025
	E-22 -3	18.20	0.011	15.57	0.005	38.06	0.013
	E-22 -4	18.00	0.021	15.57	0.010	37.96	0.021
	E-22 -5	17.84	0.008	15.59	0.007	38.01	0.020
	e-23	17.34	0.008	15.53	0.007	37.56	0.017
	E-23	17.30	0.001	15.50	0.120	37.53	0.027
	E-23	17.26	0.005	15.51	0.004	37.51	0.011
	E-23	17.42	0.013	15.50	0.110	37.57	0.030
	E-23	17.33	0.009	15.53	0.010	37.58	0.020
Santa Catarina	e-24	17.62	0.010	15.57	0.010	37.54	0.030
	E-24	17.61	0.020	15.51	0.009	37.41	0.020
	E-24	17.51	0.010	15.50	0.010	37.35	0.030
	E-24	17.63	0.010	15.59	0.011	37.56	0.030
	E-24	17.58	0.010	15.59	0.010	37.57	0.025
Mogi das Cruzes	e40	17.33	0.010	15.54	0.010	37.57	0.030
	E40	17.31	0.006	15.52	0.006	37.53	0.020
	E40	17.30	0.007	15.52	0.007	37.52	0.020
	E40	17.34	0.007	15.54	0.007	37.57	0.020
	E40	17.35	0.006	15.55	0.006	37.62	0.010
Mauá	Mau-29	17.00	0.009	15.47	0.008	37.34	0.020
	Mau-29	17.05	0.010	15.52	0.010	37.45	0.020
	Mau-29	17.03	0.005	15.49	0.005	37.39	0.010
	Mau-29	17.04	0.006	15.52	0.006	37.45	0.020
	Mau-29	17.03	0.010	15.50	0.010	37.42	0.020

ANEXO IV

**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**

Artigo submetido ao *Journal of Petrology*

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

^a Alves, Adriana

^a Janasi, Valdecir de Assis

^{b,1} Simonetti, Antonio

^b Heaman, Larry

^a Instituto de Geociências

Rua do Lago, 562

University of São Paulo

São Paulo, 05508-080

Brazil

^b Department of Earth and Atmospheric Sciences

1-26 Earth Sciences Building

University of Alberta

Edmonton, T6G 2E3

Canada

Corresponding Author: Adriana Alves

E-mail: adrianaalves@usp.br

Tel: +55 (11) 3091-4023

Fax: +55 (11) 3091-4258

¹ Currently at the Department of Civil Engineering & Geological Sciences

156 Fitzpatrick Hall

University of Notre Dame

Notre Dame, IN 46556, USA

ABSTRACT

Felsic microgranular enclaves with structures indicative of interaction in plastic state with chemically similar host granite are abundant in the Mauá pluton, SE Brazil. Larger plagioclase xenocrysts are in textural disequilibrium with the enclave groundmass and show complex zoning patterns with An-rich cores (locally with patchy textures) partially resorbed by more sodic rims. *In situ* LA-(MC)-ICP-MS trace element and isotopic analyses performed in plagioclase xenocrysts indicate open-system crystallization. An-rich cores have more radiogenic Sr isotope values whereas the outermost part of the rims are in chemical and isotopic equilibrium with groundmass (matrix) crystals. Residence times required to produce intermediate Sr isotopic values through diffusion yielded relatively short periods, whereas slower diffusion constants for trace elements require very large residence times for diffusional equilibration to occur, indicating that fractional crystallization is the main process controlling the abundances of trace elements. Fractional crystallization modeling reproduces trace elements profiles, whereas isotopic variations are either due to episodic contamination (with decrease of contaminant ratio in the extent to which country rocks are isolated by the crystallization front), or to post-entrapment diffusional re-equilibration, after rims crystallization from enclave-forming magmas. Combination of trace element and Sr isotope data suggests that Mauá' felsic microgranular enclaves are products of the interaction between endmember magmas that exhibited similar chemical and physical melt properties, thus recording 'self-mixing' events.

INTRODUCTION

Progress in understanding the evolution of granitic magmas and the dynamics of magma chambers has benefited much from the study of enclaves, particularly after the wide recognition that most mafic microgranular enclaves correspond to blobs of new magma that intruded and were trapped in the host granite (Didier, 1973; Wiebe, 1974; Vernon, 1984; Frost & Mahood, 1987; Didier & Barbarin, 1991). Felsic microgranular enclaves also appear to be common, although they are much less studied than their mafic and intermediate equivalents (e.g., Donaire *et al.*, 2005; Waight *et al.*, 2007), and may show very similar field relations indicative of injection into a colder granitic crystal-melt ‘mush’. In view of their similar composition to the host melt, mixing is expected to result in petrographically similar products; thus the volume of enclave-generating magma intruding the host may be higher than shown by field inspection. However, there has been comparatively very little research focused on felsic microgranular enclaves, in part because they often have a dark color resulting from their fine grain size and may therefore be difficult to distinguish from the more mafic enclaves. In addition, some felsic enclaves are thought to be produced by protracted hybridization processes, therefore containing less information on the original magma composition.

As consistently demonstrated by recent work (Davidson & Tepley, 1997; Davidson *et al.*, 2001; Waight *et al.*, 2000; Waight *et al.*, 2001; Gagnevin *et al.*, 2005), isotope heterogeneity at the mineral scale is very common in volcanic and plutonic rocks of varied compositions. This allows for open-system assimilation-crystal fractionation (AFC) processes to be identified and quantified in terms of endmembers and products; in favorable cases, also timescale of the process could be estimated (see Davidson *et al.*, 2007 and Costa *et al.*, 2008 for a review).

The Mauá Granite is one of several plutons/intrusions in SE Brazil in which felsic microgranular enclaves are abundant, and where evidence for the intrusion of coeval basic magmas is absent. In this study, we attempt to determine the origin and mode of formation of these enclaves, and their bearing on the evolution of the magma chamber. For that purpose, we conducted a detailed field, petrographic, geochemical, and Sr isotopic investigation on enclaves and their host granite. In particular, we used the chemical and isotopic zoning of feldspar “phenocrysts” as a tool to unravel open-system contamination processes in melt evolution and provide important constraints on the generation mechanisms of felsic microgranular enclaves.

THE MAUÁ PLUTON

Geology

The Mauá Granite is one of a series of granitic plutons and batholiths of Neoproterozoic age (mostly 650-590 Ma) intruding the Embu Domain in the central portion of the Ribeira Fold Belt (e.g., Janasi et al., 2003). The Embu Domain is locally dominated by low to medium-grade pelitic schists locally bearing muscovite + biotite + garnet $\pm$ kyanite $\pm$ sillimanite. Scattered windows of a Paleoproterozoic basement are composed of migmatitic orthogneiss. Most of the granite plutons from this portion of the Ribeira Fold Belt show a well-developed foliation related to syn-orogenic emplacement, and appears to be slightly older than the Mauá. Hornblende-bearing, typically metaluminous granites are lacking within these plutons, which are compositionally varied from less fractionated porphyritic biotite granites to equigranular two-mica ($\pm$ garnet, tourmaline) granites and minor ($\pm$ muscovite $\pm$ garnet) tourmaline aplites-pegmatites.

The pluton occurs as an elongated body oriented N45E (22 x 2-2.5 km; ca. 45 km²) intruding low- to medium-grade metasedimentary rocks and was dated at 588 ± 2 Ma (U-Pb in monazite; ID-TIMS; Filipov & Janasi, 2001). The Mauá Granite is largely made up of grey porphyritic biotite monzogranites that appear to evolve gradually to a small cupola of muscovite leucogranite located at its southwestern end, with an intermediate zone of inequigranular biotite monzogranite.

The porphyritic biotite monzogranite exhibits 1 to 3 cm-long alkali feldspar megacrysts and colour index (CI) ranging from 6 to 8. These rocks host different types of enclaves, of which the most abundant are ellipsoidal dm-sized microgranitic enclaves; less common are elongated biotite-K feldspar-rich ("schistose") enclaves, *schlieren* and gneissic xenoliths. The inequigranular biotite granite (CI 4-6) contains scarce primary muscovite, reflecting a slightly peraluminous character, and has both monazite and allanite as LREE-bearing accessory minerals. Plagioclase is sodic oligoclase (An₁₀₋₁₈) with normal and discreet oscillatory zoning. Muscovite leucogranite is restricted to a cupola zone at the SW termination of the pluton, and has a panxenomorphic texture, CI < 4, and lower contents of biotite and plagioclase (An < 8) in contrast to an increase in modal alkali feldspar. Accessory minerals are scarce and include monazite, apatite, and tourmaline.

Structures

Flowage, banding and pipe-vortex structures

The porphyritic granite shows abundant structures generated by flow of early crystallized material; among the most frequent are felsic bands/lenses dominated by tabular alkali-feldspar segregated from the porphyritic granite that typically occur in the vicinity of microgranular enclaves (Fig. 1). This association suggests

segregation of solid material within the granitic chamber, probably caused by the introduction of hotter magma. Felsic segregations can also be associated with biotitic *schlieren*. Such structures can be interpreted as products of aggregation of more dense crystallized material in lower viscosity/higher temperature zones (Tobisch *et al.*, 1997, Collins *et al.*, 2006; Pons *et al.*, 2006).

Figure 1. Mineral segregation associated with porphyritic granite from Mauá pluton. a) rhythmic bands consisting of alternating biotite- and feldspar-rich layers; b) cumulate band with phenocrysts parallel to the contact with porphyritic granite; c) felsic microgranular enclave surrounded by feldspatic accumulation, note equigranular appearance of adjacent granite; d) curved biotite-feldspar segregation with felsic concentration on concave side; e-f) Abundant felsic segregation limited by schlieren and detail of ellipsoidal structure with internal and external parts limited by *schlieren*.

Rhythmic bands are conspicuously rich in accessory phases with alkali feldspar occurring mainly as phenocrysts in a plagioclase-biotite dominated matrix. They are interpreted as cumulate bands (Fig. 1), in concordance with their chemistry (low silica and anomalously high REE, Zr, Ba, and Sr contents, reflecting the

abundance of allanite and plagioclase) probably formed by *in situ* differentiation of magma batches (Pupier *et al.*, 2008).

A particularly important feature observed in this granite is the occurrence of pipe vortex-like segregations, which consists of round accumulations of alkali feldspar bounded by biotite *schlieren*. Weinberg *et al.* (2001), attribute the origin of similar structures to thermal plumes caused by heating of granitic magma with consequent density decrease and upward movement.

Mica-rich enclaves

Biotite-rich enclaves are strongly foliated and display biotite alignment and granoblastic quartz-feldspathic domains (Fig. 2). Tabular, sheet-like shapes are often observed, with elongation parallel to flow foliation in porphyritic granite. Felsic mineral assemblages comprise (in order of decreasing abundance) quartz, alkali feldspar and plagioclase with granolepidoblastic texture; biotitic domains surround granoblastic quartz-feldspathic lenses. Late crystallized muscovite and abundant metamict allanite, apatite, and zircon complete the mineral assemblage. A remarkable feature of these enclaves is that they are occasionally partly or totally included in small microgranitic enclaves, forming sandwich-like structures.

Figure 2. Enclave types in Mauá pluton. a) Mica-rich tabular enclave disposed according to flow foliation; b and c) Photomicrographs showing lepidogranoblastic texture, indicative of solid state deformation; d) lenticular enclave with gneissic aspect, an abundant type in all outcrops; e) massive mica-rich enclave with irregular shape associated to K-feldspar segregation limited by a biotite-rich granite; f) detail of structure with poikiloblastic K-feldspar grain in fine-grained lepidoblastic matrix; g) double enclave showing an inner mica-rich, sheet-like enclave involved by microgranular ovoid enclave; h) double enclave with coarser microgranitic enclave apparently disrupted from the inside of a felsic microgranular enclave (up-right); i) detail of the double enclave in thin section. The area limited by the red dashed line is an *fme* and inner enclave of cumulate nature.

Cumulate enclaves

An enclave with coarser texture was found as an inner enclave within a typical microgranular enclave (Fig. 2-h, i). It consists mainly of hypidiomorphic biotite and plagioclase, with xenomorphic quartz and rare alkali feldspar. Amphibole was identified during mineral separation. In contrast to the mica-rich enclaves, this type shows preserved magmatic texture, with no solid state deformation and normally zoned plagioclase crystals. At the contact with the outer enclave, there is a thin film of fine-grained material of similar composition to other felsic microgranular enclaves. The classification as a cumulate enclave was based on petrographic and major element chemistry similarities with cumulate bands.

Felsic microgranular enclaves

Felsic microgranular enclaves (*fme*) occur only in the porphyritic facies of Mauá pluton. They have ellipsoidal shapes (aspect ratio from 2:1 to 3:1) with major axes varying from 10 to 30 cm and frequently aligned parallel to the flow foliation (Fig. 3). Some enclaves as large as 1 m are observed, as are some enclave swarms. The most evident difference between *fme* and host granites is the smaller grain size, which gives them a darker color (Fig. 3). Contacts are commonly sharp with rare cusped contours, better observed in thin sections, and chilled margins are rarely seen.

Modal estimates reveal rather homogeneous monzogranitic compositions, with variations mainly due to the relative abundance of xenocrysts. In some cases, xenocrysts are rare or very small (e.g., a few round mantled plagioclase crystals); such enclaves may be rich in biotite clots. As a means of distinction they are referred to here as equigranular enclaves. More abundant are “porphyritic” enclaves, with abundant xenocrysts, dominantly alkali feldspar. Variations in texture are related to differences in shapes and distribution of xenocrysts; these may occur as randomly distributed tabular crystals or be orientated parallel to the flow foliation of host granites and enclave major axis. The xenocrysts do not seem to have any pattern of distribution within the enclaves, i.e. the xenocrysts are not more abundant at the borders of the enclave as observed in some other mafic enclave occurrences (Browne et al., 2006).

Figure 3. Felsic microgranitic enclaves and their textural relations. a) *fine* showing abundant biotitic clots and K feldspar xenocrysts of bigger size closer to enclave rims. b) Double enclave with inner enclave being disrupted from bigger *fine* outer enclave; disruption is probably due to rheological divergences, suggesting solid state for inner enclave. c) *fine* with high concentration of xenocrysts with orientation parallel to host granite foliation; d) zoned *fine* in which darker central part shows rare xenocrysts while outer part is progressively lighter and richer in xenocrysts, irregular limits suggest interaction in plastic state; e) Xenocrystic quartz with undulose extinction; f) Rapakivi texture in alkali feldspar xenocryst; g) Overgrowth in feldspar xenocryst with poikilitic texture; h) biotite-rich clots formed by xenomorphic biotite, apatite and feldspar; i) plagioclase xenocryst with alteration ring marking beginning of poikilitic overgrowth.

The petrographic description presented here focuses on mineral textures of the microgranitic enclaves. Despite differences in rock textures, the minerals show similar textural relations and therefore an integrated description is presented in Table 1. Since the present study focuses on plagioclase textures and corresponding chemical signatures, the textural relationships for this mineral will be described in more detail in the section presenting *in-situ* Sr isotope and trace element results for individual enclaves.

Table 1 - Textural relationships of main mineral phases from *fine*

Mineral	Size	Mode of occurrence	Inclusions	Disequilibrium textures
<i>Quartz</i>	Few μm to 2 mm	Matrix: Interstitial, xenomorphic, no solid state deformation, occasionally poikilitic Xenocryst: rare, rounded, with evident solid-state deformation such as undulose extinction and subgrain formation (Fig. 3f)	Absent	Xenocrists may show biotitic rims or concentration of small circular plagioclase crystals
<i>Biotite</i>	20 to 50 μm	Main mafic mineral, elongated idiomorphic crystals with strong pleochroism widespread	Zircon, abundant needle apatite and Fe-Ti oxides	May occur as circular clots (Fig. 3h) were it appears as intergrowths with apatite
<i>Alkali Feldspar</i>	Few μm to 2 cm	Xenocrysts: crystals with size contrasted to matrix and xenomorphic overgrowths, ranging from 0.5 to 1.5 cm, with inclusion-free cores and. Matrix: Xenomorphic crystals, with poikilitic rims	Overgrowths with abundant inclusions of quartz, plagioclase and earlier alkali feldspar, may result in mosaic-like textures Absent	Rapakivi texture is rare and was only observed in equigranular enclaves (Fig. 3g, i).
<i>Apatite</i>	10-30 μm	Needle habit usually included in feldspars and biotite	Absent	

ANALYTICAL METHODS

Whole rock geochemistry and Sr isotopic data

Whole rock samples were analyzed by X-ray fluorescence (XRF) at the Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (IGc-USP), Brazil. Detailed petrographic examination of thin sections and major element compositions were used as criteria to select samples for complete trace element analysis using a Plasma Quadrupole MS ELAN 6100 DRC (Perkin Elmer). Samples were prepared following the methodology of acid digestion in Parr-type bombs using concentrated nitric and hydrofluoric acids. Digestion was conducted under high temperature (around 200 °C) in a microwave oven over 5 days to guarantee dissolution of resilient minerals such as zircon, and the effectiveness of this was verified by comparing the Zr abundances obtained by ICP-MS to those determined by X-ray fluorescence and these indicate no significant differences.

Whole rock Rb-Sr isotope analysis of selected samples was performed at the Centro de Pesquisas Geocronológicas (CEPEGEO), IGc-USP, Brazil, by Thermal Ionization Mass Spectrometry (TIMS). Sample preparation followed the same steps used in ICP-MS procedures, differences regarded only to digestion duration and temperature (10 days under 160 °C). Chemical separation of Sr was carried out using conventional cation columns containing AG 50 WX8 and LN resins and samples were previously mixed to an $^{84}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ spike. Isotopic analyses were conducted in a Multi Collector Mass Spectrometer VG 354 and Rb/Sr values from XRF were used for isotope ratio age corrections.

Quadrupole ICP-MS

Laser ablation analyses were conducted using thin sections ~120 µm thick, polished to a 1 µm finish and cleaned in an ultrasonic bath filled with milliQ water. *In-situ* trace element abundances in plagioclase were determined at the Radiogenic Isotope Facility (RIF), Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Edmonton, Canada, using a Perkin Elmer Elan6000 Quadrupole ICP-MS, coupled to a frequency quintupled ($\lambda = 213$ nm) Nd: YAG laser ablation system. On the basis of major element zonation and enclave chemistry (those with highly variable major element compositions), 8 plagioclase crystals were analyzed. Concentrations were calculated using the NIST SRM 612 international standard glass for external calibration, and Ca as the internal standard determined by electron microprobe analysis for the unknowns. Data reduction was conducted using the Glitter[®] laser ablation software (Macquarie University).

Laser ablation -Multi-collector ICP-MS

The same thin sections used for *in-situ* trace elements analyses were employed for Sr isotope determinations at the RIF. In general, spots for laser ablation analysis were restricted to areas of plagioclase crystals characterized by low Rb/Sr values (<0.05) in order to minimize the isobaric correction of ^{87}Rb on ^{87}Sr . Ablations were carried out using a 160 µm beam diameter with variable ablation times (30 to 60 seconds; mainly dependent on Sr ion signal intensity). Ramos *et al.* (2004) argue for a minimum of ~1 volt ion signal to obtain high precision isotopic measurements. The Sr ion signal intensities for the analyses conducted here varied from 0.7 to 1.3 V, and these produced Sr isotope measurements with associated 2σ uncertainties well below the total isotopic variation recorded between cores and rims of individual plagioclase crystals. Several of the corrections included: the isobaric interference of ^{87}Rb on ^{87}Sr by the simultaneous acquisition of the ^{85}Rb ion signal; ^{84}Kr , ^{86}Kr and ArO_3 interferences eliminated with a 30 seconds on-peak baseline measurement prior to laser ablation,

and monitoring of doubly-charged REEs ion signals at half-mass positions (Paton *et al.*, 2007). A modern-day coral (Indian Ocean) was used as an external standard (Bizzarro *et al.* 2003; Schmidberger *et al.* 2003). Details with regards to the analytical protocol can be obtained from Schmidberger *et al.* (2003). Analytical conditions are summarized in Table 2.

Table 2 - Operating conditions and analytical parameters for laser ablation analysis

Multi Collector Mass Spectrometer	
Model	MC ICP MS Nu Plasma from NU Instruments LTD
Gas Flows	Coolant (plasma) Ar 13 L min ⁻¹ Auxiliary Ar 1.01 min ⁻¹
Forward Power	1300 W
Sample transport	He 1.0 1 min ⁻¹ , Ar 3.2 1 min ⁻¹ (DSN-100)
Laser Ablation System	
Model	New Wave Research UP213 with aperture imaging
Wavelength	213 nm
Pulse width	3 ns
Pulse energy	0.5 (0.002 mJ/per pulse)
Energy Distribution	Homogenized, flat beam, aperture imaged
Energy Density	11 J/cm ²
Focus	Fixed at surface
Repetition rate	5 Hz for standard and 10 Hz for plagioclase
Crater Diameter	160 µm for Sr isotopes and 120 µm for trace elements

WHOLE ROCK GEOCHEMISTRY AND SR ISOTOPES

Previous geochemical work by Filipov & Janasi (2001) proposed that the Mauá granites evolved by fractional crystallization involving extraction of plagioclase and biotite plus accessory Fe-Ti oxide, apatite, zircon and, in the late stages, a LREE-bearing phase (allanite and/or monazite). Open-system process involving contamination with country rocks was suggested based on the geochemical trends in the border facies rock units but not modeled due to lack of isotope data. New geochemical analyses were conducted for this study, with special focus on the felsic microgranular enclaves (Table 3), and are shown together with the previous data.

Selected major element variation diagrams are shown in Figure 4 to illustrate the general compositional features of the pluton. The *fme* and host porphyritic granites (HG) are remarkably similar (e.g., marginally peraluminous with $1 < A/CNK < 1.05$; low mg# ~0.20-0.23; SiO₂ = 68-71 wt%). On average, the enclaves are slightly more primitive, as shown by a tendency to have lower silica and higher mg#, Fe, Mg, Ti and P contents; however, they are also richer in K concentrations (Fig. 4). The only significant difference between enclaves and host granites in terms of trace-elements are lower Sr and Ba contents in the former which might be a reflection of feldspars accumulation in Mauá granites. The more felsic granites from the SW portion of the pluton have highly differentiated compositions with 76 wt% SiO₂, 40 ppm Ba, 20 ppm Sr and mg# as low as 0.10. REE patterns of

both porphyritic granites and *fme* are moderately fractionated with $(La/Yb)_N = 8-16$ and $12-18$, respectively; leucogranites show typical seagull-wing patterns indicative of LREE fractionation (Filipov & Janasi, 2001).

Biotite-rich, sheet-like enclaves are highly potassic (7.6 to 8.5 wt% K_2O) and have mg# much higher compared to the *fme* (>35). The inner enclave from double-enclave sample Mau-39B may be interpreted as a disrupted cumulate (autolith), as shown by a comparison of its major-element composition and that of a cumulate sample (Mau-22b in Table 3); differences in trace element abundances (lower LREE, Zr and Th) indicate accumulation before zircon and allanite saturation.

Representative isotope (Rb-Sr) analyses of typical rock types from the Mauá pluton are presented in Table 3. Sr initial ratios were calculated at the magmatic age of 590 Ma ($^{87}Sr/^{86}Sr_i$, Table 3); similarly to observed for elemental geochemistry, porphyritic granites and *fme* have similar values ($^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.7102-0.7110$ for enclaves and 0.7110 for a porphyritic granite). Sample Mau-5a, an extremely fractionated leucogranite, has a calculated initial $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7346$, but large uncertainties are associated with this value due to high Rb/Sr ratios (17.6).

PLAGIOCLASE CHEMICAL AND ISOTOPIC ZONATION

Description of the selected samples

Plagioclase crystals from 4 samples were selected for detailed trace-element and isotopic analysis. They were chosen using as criteria the presence of xenocrysts, resorption zones and/or multiple zoning patterns in a single crystal, and An variation (greater than 5%). The crystals show very complex compositional zonation patterns with An-rich cores followed by diffusely zoned resorption zones and normally zoned rims. There are important differences in zoning fashion between samples as summarized in Table 4. In addition to enclaves, a typical porphyritic granite (Mau-29) was studied for comparison; the analyzed plagioclase crystal is 2 mm-wide, equidimensional and homogeneous, exhibiting a discreet normal zoning (An27 to 25). Overgrowths follow a zone richer in tiny inclusions and are poikilitic with An 22-23.

Table 3 - Representative chemical analyses for host granites and different enclave types from Mauá pluton

	Porphyritic biotite granites					Equigranular granites			Felsic magmatic enclaves					Cumulate	Mica-rich enclaves		
Sample	<i>1A</i>	<i>4</i>	<i>11A</i>	28	29	<i>6B</i>	<i>8A</i>	<i>5</i>	<i>2A</i>	<i>3B</i>	26	37B	39B	22b	37A	39A	<i>10B</i>
SiO₂	71.68	70.54	71.04	70.78	70.59	75.40	73.61	74.33	69.85	70.05	68.75	70.55	69.58	59.31	54.89	59.53	56.72
TiO₂	0.34	0.45	0.42	0.403	0.39	0.12	0.25	0.05	0.45	0.43	0.495	0.436	0.495	1.33	0.866	1.764	0.90
Al₂O₃	14.07	14.01	14.15	13.73	14.02	12.24	13.08	13.61	14.54	14.28	14.51	14.03	14.13	15.05	18.86	14.41	17.05
Fe₂O₃	3.27	3.90	3.65	3.64	3.59	1.71	2.70	1.34	3.80	4.01	4.09	3.66	4.01	11.18	8.68	11.36	9.64
MnO	0.06	0.07	0.07	0.060	0.07	0.06	0.06	0.14	0.07	0.06	0.065	0.062	0.065	0.18	0.139	0.202	0.16
MgO	0.42	0.50	0.48	0.45	0.42	0.09	0.27	0.03	0.56	0.60	0.55	0.50	0.55	1.52	2.05	1.66	2.27
CaO	1.58	1.72	1.70	1.72	1.75	0.67	1.22	0.10	1.64	1.78	1.47	1.61	1.64	2.54	1.89	3.15	0.94
Na₂O	3.40	3.16	3.25	3.33	3.23	3.36	3.14	4.10	3.29	3.21	2.97	3.03	3.02	2.97	3.39	2.60	2.24
K₂O	4.99	4.80	5.03	4.58	5.13	4.67	4.88	4.50	5.22	4.98	5.86	4.93	5.18	5.03	7.60	3.41	8.51
P₂O₅	0.17	0.18	0.17	0.163	0.16	0.03	0.10	0.02	0.16	0.19	0.191	0.141	0.175	0.54	0.109	0.689	0.09
LOI	0.65	0.62	1.44	0.50	0.86	1.16	0.92	1.25	0.38	0.39	0.480	0.360	0.42	0.32	0.720	0.600	
Total	100.64	99.94	101.41	99.36	100.21	99.50	100.24	99.48	99.96	99.98	99.43	99.31	99.27	99.97	99.19	99.38	98.52
Rb	226	213	209	205	197				205	231	181	257	241	338	230	354	543
Ba	717	1090	888	1068	1101	153	426	63	604	636	690	690	548	802	292	568	708
Sr	162	186	167	178	184	45	104	17	149	150	117	137	136	143	113	158	128
Zr	230	266	237	232	239	74	167	54	246	236	349	234	294	870	152	118	140
La	60.7	65.3	56.00	73.60	55.15	23	51	22	52	64	63.6	59.8	64.5	243	30.5	74.6	31.00
Ce	106.8	136.14	114.89	134.00	97.8				127.2	122.8	163	132	146	507	94.6	173	64.0
Pr	12.37	15.28	12.76	16.30	12.96				14.38	13.70	16.1	13.7	15.2	54.3	9.62	20.0	
Nd	41	52.59	46.51	57.20	45.4	33.0	52.0	17.0	47.7	44.2	62.5	51.0	57.1	207	38.8	84.7	26.0
Sm	7.9	9.15	8.75	10.40	8.35	5.69	8.79	4.86	8.90	8.30	11.5	8.85	10.18	33.6	8.11	17.7	4.83
Eu	1.33	1.41	1.18	1.56	1.37	0.50	1.20	0.40	1.24	1.21	1.26	1.11	1.15	1.55	1.57	1.56	1.20
Gd	6.30	7.53	6.41	8.54	7.19				7.30	6.40	8.72	6.73	7.96	23.5	6.44	15.0	
Tb	1.00	1.05	1.15	1.23	1.05	1.90	1.50	1.70	1.10	1.00	1.26	0.94	1.12	3.15	0.94	2.17	1.70
Dy	4.90	5.35	6.09	6.61	5.82				5.50	4.70	6.65	4.95	5.94	15.71	5.14	11.48	
Ho	1.00	1.11	1.21	1.33	1.31				1.20	1.10	1.29	0.97	1.16	2.95	1.06	2.26	
Er	3.10	3.05	3.23	3.53	3.98				3.40	3.30	3.42	2.57	3.07	8.09	2.94	5.77	
Yb	2.90	2.65	0.39	3.26	4.29	3.70	4.20	6.70	2.90	2.70	2.73	2.15	2.58	6.22	2.79	4.29	5.30
Lu	0.42	0.39		0.50	0.73	0.49	0.56	0.92	0.43	0.41	0.39	0.31	0.37	0.91	0.42	0.58	0.87
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr					3.20			52.77	4.60		5.39		5.29		8.68		11.96
⁸⁶ Sr/ ⁸⁷ Sr					0.7379			1.1783	0.7489		0.7567		0.7563		0.7883		0.8077
⁸⁶ Sr/ ⁸⁷ Sr ₅₉₀					0.7110			0.7343	0.7102		0.7106		0.7110		0.7140		0.7077

Samples' names lacking prefix Mau; Samples' names in italics correspond to data from Filipov & Janasi (2001)

Figure 4. Major and trace element variation diagrams and A.S.I. for selected *fine* and host granites samples.

Table 4 – Main textural features of analyzed plagioclase crystals

Sample	Mau-26		Mau-37		Mau-39B		
Crystal	Mau-26C1	Mau-26C2	Mau-37C1	Mau-37C2	Mau-39BC1 (outer enclave)	Mau-39BC2 (inner enclave)	Mau-39BC2 (contact zone)
Core	Tabular with rounded vertices, inclusion-free (An30-35)	Diffuse zoning pattern do not individualizes crystal regions	Inclusion-rich, boxy-celular texture with tabular contour (An35-42)	Corroded with higher An (32), texture is irregular but not boxy or patchy	Rounded, inclusion-free; An28-32	Inclusion-rich, boxy-celular texture; (An37-42), irregular, rounded terminations	Wide, An-rich (26-28), with irregular contours inclusion-rich, but not patchy
Outer Core	Normally zoned, pattern increasingly parallel to core terminations (An 26-30)		Absent	Absent	Absent	Absent	Absent
Resorption Zone	Diffusely zoned with An contents in the same range as in outer cores or slightly lower		Diffusely zoned with lower An content (An~27-30); corrodes boxy cores forming irregular contacts	Diffusely zoned with terminations parallel to core with corrosive inner contacts (An ~27)	Diffusely zoned after core, with no change in An content	Irregular, discontinuous and has An values identical to thin rims (An25-26).	Absent
Rim	Zonation increasingly parallel to the external crystal shape (An 25-27)		Normal zoning parallel to crystal shape (An 25-30)	Similar to Mau-37C1	Very homogeneous Wide (over 800 µm), (An24-26)	homogeneous zoning and irregular limits Very thin (~40 µm),	With lower An content (24-26) comprising not more than 15% of the grain area.
Overgrowth or external RZ	Xenomorphic up to 20 µm wide with An<20; crosscuts rims and is marked by the presence of several small inclusions		Limited extension (~23 µm) and inclusion-free	Similar to Mau-37C1; An ~20	An-poor, irregular and poikilitic with variable amount of inclusions (less frequent and sparser than in Mau-26)	Absent	Xenomorphic, An-poorer (<22%)
Sample Description	Porphyritic enclave with abundant alkali feldspar megacrysts (1 to 2 cm in greater dimension) and subidiomorphic plagioclase larger (0.8 to 3 mm) than matrix (0.3 mm		Inequigranular enclave with rare alkali feldspar megacrysts (usually < 0.5 cm, with plagioclase overgrowths and ocellar or Rapakivi texture) and smaller plagioclase grains with predominant equidimensional shapes.		Double enclave with an inner enclave of coarser, equigranular texture and similar to cumulate bands, and the host enclave macroscopically similar to the porphyritic enclaves		

Chemical zoning

All analyzed plagioclase crystals show similar major elements contents, zoning patterns, the only important differences being the An contents as described above; MgO, K₂O and Fe₂O₃ remain almost constant (see Supplementary Data). An enrichment in Or content is observed in overgrowths, and is accompanied by decreases in Fe₂O₃ and MgO and increase in TiO₂. In contrast, LA-Q-ICPMS analyses reveal wide variations in trace element contents in all crystals, regardless of the zoning pattern or enclave type. Figure 5 presents trace elements profiles for all studied crystals except for samples Mau-29 and Mau-39B ; results are shown in Table 5 (except those for whose signals were close to detection limits). The entire trace element dataset, including data for Mau-29 and Mau-39B, errors and detection limits is available as Supplementary Data.

Crystals from Mau-26 show very similar trace elements profiles with patterns in cores/outer cores distinct from that observed for rims. Ba, Σ LREE (total Light Rare Earth Elements) and Sr increase towards the outer cores whereas Pb and the Sr/Ba ratio decrease. The resorption zones contain intermediate values between those observed for cores and rims, the latter with progressive decrease in Ba, Σ LREE, and Sr and increase in Pb. Hence most trace elements define “M-shape” profiles with mirrored behavior observed for Pb. (La/Sm)_N -with N subscript indicating normalization by chondritic values of Mcdnough & Sun (1995) - ratios show the same profile pattern (not shown), but are characterized by lower values within the inner cores (~20 for both crystals), while outer cores and rims show homogeneous high values (~30).

In spite of profile similarities exhibited by Ba and Sr, the ratio Sr/Ba mimics the Pb profiles, i.e. impoverishment towards rims is more pronounced for Ba than Sr, while enrichment towards outer cores is more prominent for the former. In both crystals, trace elements contents in the rims are the closest to the values obtained for matrix crystals, except for Σ LREE in Mau26-C2 where values are higher than those of the matrix.

Enclave Mau37 has smaller and equidimensional plagioclase grains, so profiles were drawn considering the distance in relation to cores' middle points, thus with no distinction from points in each side. The profiles obtained for Mau-37C1 and C2 are much less regular than Mau-26. Trends are observed solely for La, Ce and Σ LREE, Ba and Sr since there is a core-resorption zone decrease. Pb also exhibits mirrored profiles, but in a more subtle way than observed for Mau-26.

There are important dissimilarities between profiles, especially evident for (La/Sm)_N ratios and Sr. Mau37-C1 registers an increase in (La/Sm)_N (not shown) and homogeneous Sr content, while Mau37-C2 shows the opposite trend for (La/Sm)_N and an increase in Sr towards rims. The crystals also show significant divergences in absolute

contents for all trace elements but Sr, with crystal 1 showing higher values. Ba/Sr ratio is lower for cores, the same observed for Mau-26.

The crystal from the outer enclave of Mau-39B (not shown) indicates patterns that resemble the samples previously described, with the core rich in La, Ce, Σ LREE, Ba and Sr that decrease progressively towards rims. The (La/Sm)_N ratio is notably homogeneous and the crystal shows extremely low Ba and Sr contents compared to former samples, though with similar profiles.

Isotope zoning

Variations in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ratios in plagioclase crystals are relatively large (0.7104-0.7154; Table 6) and well above (2σ) associated uncertainties. Rim to rim profiles are shown in Fig. 6 for all crystals, exceptions are crystals 2 and 3 from Mau39B for which BSE images with associated ratios are presented in view of the irregularity in isotopic signature. Table 6 presents all results including the measured $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratios used in the calculation of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$.

For samples Mau-37 and Mau-26 the An-rich cores are more radiogenic compared to the rims, even though they register distinct absolute values ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7115\text{-}0.7127$ in Mau-26; 0.7154 in Mau-37). The isotopic variation is positively correlated with the decrease in An content towards the rims, which are significantly less radiogenic, once again with differences in their absolute values ($0.7095 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i < 0.7118$, higher values for Mau-26).

The outer cores, present only in Mau26-C1 and C2, show an increase in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ relative to the values observed for cores. This increase is followed by the typical rimward decrease, defining an “M-shape” profile (more subtle for Mau26-C2). The only exception is Mau26-C3 from the same sample, which appears to have an irregular core not surrounded by an outer core. The rimward decrease culminates in the lowest ratio for sample Mau-26 (0.7104 and 0.7107).

Plagioclase crystals from Mau-37 display analogous zoning patterns with cores showing high values followed by a continuous decrease towards rims, both core and rims recording a similar range of values observed for enclave Mau-26. It should be pointed out, however, that the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ core values for crystal Mau37-C1 are associated with higher uncertainties due to their higher Rb/Sr ratio, which results in a greater correction of the ^{87}Rb isobaric ion signal overlapping that of the ^{87}Sr . The chemical signature from crystal Mau37-C2, which shows a similar zoning pattern and has no alteration, may be a better estimate of the characteristic signatures for cores in Mau37; its $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ of 0.7125 is similar to the observed for Mau-26.

Table 5 - Trace elements data for plagioclase xenocrysts from samples Mau-26 and Mau-37

	Spot	Mg	Ti	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Pb	Th	U
Mau-26 Crystal 1	ref-11	39.02	13.61	2.82	214.10	0.60	1.38	0.02	26.1	2.63	5.29	0.48	1.70	0.33	0.80	0.36	24.29	0.03	0.12
	24	2.53	20.35	0.13	308.84	0.12	0.19	<0.07	82.0	3.61	6.23	0.49	1.73	<0.42	2.25	0.14	26.05	0.43	0.02
	17	23.39	17.76	4.47	273.98	0.14	0.19	0.03	78.5	3.62	5.85	0.48	1.47	0.27	1.46	0.13	27.78	0.56	0.03
	18	11.10	20.76	1.89	333.53	0.47	0.55	0.01	122.8	7.41	11.37	0.90	2.68	0.36	2.19	0.22	27.03	0.60	0.03
	16	14.92	22.74	2.66	277.99	0.19	0.42	0.02	85.3	3.51	5.79	0.47	1.37	0.18	1.64	0.14	28.00	1.27	0.03
	ref-10	26.51	25.13	1.02	406.04	0.24	0.57	0.01	130.6	6.87	10.49	0.89	2.64	0.27	2.25	0.26	25.00	0.03	0.03
	ref-09	41.01	19.38	1.64	454.15	0.29	3.23	0.02	138.6	9.39	15.35	1.37	4.45	0.42	2.89	0.57	24.06	0.04	0.08
	23	2.79	18.49	0.63	365.61	0.19	0.21	<0.03	173.7	13.00	20.00	1.07	3.28	<0.51	2.55	0.31	22.53	1.30	<0.01
	15	32.51	45.49	0.44	344.50	0.77	1.69	0.03	179.6	15.00	26.76	1.72	6.27	1.06	1.99	0.49	24.00	1.67	0.22
	ref-05	41.26	55.58	2.00	556.97	0.42	0.18	0.01	185.0	18.61	26.65	2.11	6.60	0.79	3.91	0.37	29.74	0.04	0.06
	24	65.78	64.00	1.20	350.92	2.12	0.80	2.30	128.2	13.32	27.39	1.88	5.23	0.72	1.84	0.33	31.80	0.03	0.23
	22	12.58	54.63	0.50	374.67	0.24	0.30	0.06	213.5	20.00	30.72	2.21	5.99	1.00	2.72	0.53	29.10	0.29	<0.01
Mau-26 Crystal 2	1	4.75	83.00	<0.25	330.31	0.23	0.08	<0.01	80.1	6.36	9.44	0.71	2.19	0.27	1.84	2.10	23.23	0.44	<0.00
	2	18.14	82.04	0.20	373.49	0.44	0.15	<0.02	125.3	11.23	16.40	1.25	3.62	0.45	2.10	1.94	21.57	0.93	0.01
	3	11.83	54.20	0.15	350.05	0.45	0.82	0.03	118.0	11.90	17.15	1.36	10.02	0.70	2.15	1.47	23.90	6.05	0.08
	4	10.32	43.26	0.97	307.07	0.41	0.05	<0.02	106.9	11.02	17.25	1.34	3.65	0.48	2.24	0.81	24.61	0.22	0.02
	14*	2.22	12.58	0.16	314.71	2.19	0.59	<0.08	85.5	10.66	17.41	1.58	5.91	1.28	2.16	0.75	26.50	0.53	<0.02
	15*	11.26	14.60	0.91	335.25	0.23	<0.08	<0.07	130.1	9.82	14.89	1.13	4.26	0.53	2.52	0.21	21.37	<0.025	<0.01
	16*	2.98	14.56	0.45	294.20	0.13	0.13	<0.04	69.1	7.86	12.42	0.97	2.93	0.41	1.86	0.26	26.51	1.60	<0.02
Mau-37 Crystal 1	1	5.53	<28.26	13.87	419.34	0.31	0.20	<0.06	129.3	7.80	11.48	1.03	3.34	0.43	3.24	8.32	17.12	8.16	0.00
	2	310.73	264.14	3.96	385.42	0.32	0.82	0.04	117.0	5.49	8.49	0.73	1.91	0.29	2.50	17.99	21.39	0.85	0.01
	3	11.31	162.72	1.89	355.29	0.37	0.16	0.01	129.1	11.38	15.83	1.21	3.63	0.34	2.37	10.71	24.47	0.35	0.01
	4	923.47	235.12	35.62	948.61	7.32	1.62	0.64	2352.1	13.50	26.84	2.64	9.79	1.92	4.45	9.89	31.53	1.14	0.11
	6	112.98	64.45	9.49	416.81	0.34	1.01	0.09	198.9	7.42	11.23	0.92	2.82	0.36	2.61	2.97	24.97	1.05	0.02
	10*	40.19	25.91	0.96	394.33	0.40	0.32	<0.06	145.8	5.81	9.89	0.76	2.97	0.62	2.50	0.32	18.84	0.15	0.02
	7	251.71	41.48	1.26	370.04	0.23	0.25	0.08	101.8	5.32	8.11	0.69	2.21	0.20	2.16	0.77	21.72	0.10	0.01
	11	103.31	40.20	5.46	357.61	0.42	0.83	0.14	117.6	9.21	14.43	1.07	3.23	0.45	2.24	0.53	29.46	0.08	0.03
	12	12.93	28.03	3.12	352.11	0.17	1.18	0.06	88.7	3.88	6.64	0.54	1.50	0.21	2.02	0.34	27.86	0.08	0.06
	13	29.92	26.05	3.76	367.51	0.41	<0.03	0.06	123.7	7.63	12.61	0.98	2.83	0.33	2.32	0.53	23.92	0.15	0.02
	13*	19.41	25.72	0.41	346.05	0.26	<0.08	0.10	115.1	13.49	18.64	1.47	3.96	1.07	2.34	0.16	21.67	0.02	0.01
	14*	6.66	30.28	0.33	380.09	0.57	34.30	<0.07	134.2	6.00	9.19	0.68	1.74	0.66	3.20	<0.17	21.43	0.06	0.17

*spots diameter is 60 µm

Figure 5. Trace elements profiles for plagioclase xenocrysts from samples Mau26 and Mau-37, element concentrations in ppm and distance in mm. Lighter shaded area represents core and outer core regions; grey bands close to axis are range in values registered for matrix crystals. Error bars close to axis are typical 2σ errors. On top are BSE images with location of all analysed points, black circles are spots for trace elements while white circles indicate spots used for isotope analyses, for each sample the relative position of spots are indicated on the top of the first profile.

Mau37-C1

Mau37-C2

Figure 5 cont.

Table 6. Rb-Sr isotopic composition of spots in plagioclase xenocrysts from enclaves and host granite

Samp	Cryst	Positi	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_5$				
le	Point	al	^6Sr	88				
Mau-	1	1	rim	0.710	0.000	0.09572	0.70954	0.00
	2	1	core	0.715	0.000	0.10869	0.71451	0.00
	3	1	inter	0.711	0.000	0.01540	0.71183	0.00
	4	1	recris	0.711	0.000	0.06590	0.71054	0.00
	5	2	rim	0.711	0.000	0.12228	0.71047	0.00
	6	2	core	0.712	0.000	0.12928	0.71150	0.00
	7	2	rim	0.716	0.000	0.54445	0.71221	0.00
	8	2	recris	0.711	0.000	0.06911	0.71105	0.00
	9	2	rim	0.711	0.000	0.09059	0.71009	0.00
37_1	Matri	core	0.713	0.000	0.46145	0.70940	0.00	
Mau-	1	2	rim	0.712	0.000	0.03583	0.71233	0.00
	2	2	core	0.713	0.000	0.05491	0.71354	0.00
	3	2	inter	0.712	0.000	0.01607	0.71268	0.00
	4	2	core	0.713	0.000	0.01914	0.71311	0.00
	5	2	inter	0.711	0.000	0.01370	0.71186	0.00
	7	3	rim	0.710	0.000	0.00247	0.71072	0.00
	8	3	inter	0.712	0.000	0.01611	0.71192	0.00
	9	3	core	0.712	0.000	0.02034	0.71252	0.00
	10	3	inter	0.712	0.000	0.01172	0.71222	0.00
	11	3	rim	0.710	0.000	0.02095	0.71039	0.00
	12	3	rim	0.711	0.000	0.01548	0.71178	0.00
	13	1	rim	0.711	0.000	0.00680	0.71116	0.00
	14	1	inter	0.713	0.000	0.02367	0.71362	0.00
	15	1	core	0.716	0.000	0.25506	0.71486	0.00
	16	1	inter	0.711	0.000	0.02359	0.71155	0.00
	17	1	core	0.714	0.000	0.04171	0.71381	0.00
	18	1	core	0.712	0.000	0.03569	0.71177	0.00
	19	1	inter	0.710	0.000	0.02539	0.71046	0.00
	20	1	rim	0.714	0.000	0.30473	0.71193	0.00
	22	1	recris	0.714	0.000	0.07259	0.71386	0.00
	23	1	core	0.714	0.000	0.28202	0.71177	0.00
	26_1	Matri	core	0.712	0.000	0.31410	0.70985	0.00
	26_2	Matri	core	0.711	0.000	0.06722	0.71054	0.00
Mau-	1	1	rim	0.713	0.000	0.11833	0.71301	0.00
	2	1	inter	0.711	0.000	0.02034	0.71145	0.00
	3	1	core	0.711	0.000	0.01932	0.71152	0.00
	4	1	rim	0.713	0.000	0.09009	0.71321	0.00
	V3_2	1	inter	0.713	0.000	0.30248	0.71115	0.00
	V3_3	1	core	0.716	0.000	0.66493	0.71052	0.00
	5	3	rim	0.715	0.000	0.24650	0.71377	0.00
	6	3	core	0.712	0.000	0.02275	0.71221	0.00
	12	3	rim	0.716	0.000	0.59028	0.71138	0.00
	13	3	rim	0.721	0.000	1.54982	0.70860	0.00
	14	3	core	0.717	0.000	0.73480	0.71117	0.00
	7	2	rim	0.713	0.000	0.04098	0.71320	0.00
	8	2	core	0.713	0.000	0.02872	0.71294	0.00
	9	2	rim	0.713	0.000	0.01527	0.71344	0.00
	10	2	core	0.719	0.000	0.88380	0.71181	0.00
	11	2	core	0.718	0.000	1.20679	0.70822	0.00
	39_1	Matri		0.713	0.000	0.34202	0.71060	0.00
Mau 29 host	1	1	core	0.710	0.000	0.01239	0.71079	0.00
	2	1	rim	0.713	0.000	0.02472	0.71286	0.00
	3	1	inter	0.712	0.000	0.01343	0.71253	0.00

A completely different profile is exhibited by crystals from Mau-39 (the double enclave), since the crystal from the inner enclave shows a very complex $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ variation, since in the core region, less calcic patches have high ratios (0.7129) while An-richer patches show values between 0.7080 and 0.7112 (Fig. 6). The thin rim

records an increase to 0.7134. The outer enclave crystal has a less radiogenic core and a slight increase is observed towards rims (0.7105 for core and ~0.7115 for rims). An increase to more radiogenic values is observed only for the overgrowths where ratios are around 0.7130.

Figure 6. Rim to rim isotopic profiles for plagioclase crystals compared to groundmass values (grey dashed lines). Error bars are 2 S.D. For point location see Figure 5. For crystals 2 and 3 from Mau-39B BSE images are shown as no profiles can be drawn.

Crystal Mau39-C3 from the contact zone show irregular zoning patterns with An-rich zones showing the most radiogenic signature (0.7117 to 0.7123) and An poorer rims with 0.7108. Given the irregularity in zoning pattern no isotopic profile can be defined. Plagioclase from the host granite Mau-29 shows an isotopic profile with lower $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0.7108) at the core and a rimward increase (0.7125-0.7129) and more radiogenic overgrowths (0.7130).

Chemical and isotopic co-variations

The variation of trace elements is apparently positively correlated to isotopic changes for ΣLREE , Ba, and Sr. This is especially evident for Mau-26 and Mau37 since high isotopic ratios correlate with increased LREE, Sr, and Ba contents. The opposite behavior is observed for Pb, which defines mirrored profiles in relation to the

other trace elements. Important correlations are observed for Mau-26 since Eu and Sr contents follow the rimward decrease of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, the same behavior being exhibited by Eu in Mau-39B.

DISCUSSION

The role of diffusion

All profiles show a decrease in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ from outer cores to rims, the only exceptions being crystals from the double enclave Mau-39B, in which profiles show either homogeneous values, or a rimward increase. We interpret the decrease in strontium isotope initial composition from An-rich core to rim to indicate that the crystal cores grew in a hotter, contaminated magma followed by: (1) crystallization in a progressively less radiogenic environment reflecting incremental replenishment of the chamber; (2) a second stage growth after isolation of the main body of the melt from contaminant; or (3) a near-solidus diffusion re-equilibration. Thus, before evaluating the first two hypothesis it is necessary to verify whether the progressive decrease in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ is product of diffusive equilibration as an attempt to smooth original compositional gradients between more radiogenic cores and more primitive enclave parental magmas. The role of diffusion can be assessed using experimental data on diffusion coefficients (D_f to avoid confusion with D , meaning partition coefficients) and analytical solutions for diffusion by Fick's Second Law.

Gilletti & Casserly (1994) found that variations in Sr diffusivity in plagioclase can be described as a function of anorthite content and temperature (here assumed as zircon saturation temperature, 810 °C, Watson & Harrison, 1983). Since plagioclase rims show no substantial variation in anorthite we used average values for each crystal, for which a typical diffusion constant was estimated at $3.15 \times 10^{-15} \text{ cm}^2/\text{s}$. The resultant profiles are shown in Figure 7. These would require residence times from 8 to 31 ky (considering ratio uncertainties) for Mau-26 crystals. Using data from Mau37-C2 yields significantly lower values (<6 ky).

The significant variations in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ratios are registered over relatively small distances. This is more evident in Mau37-C2 with $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (the absolute difference observed between core and rim values) of ~0.005 over a 60 μm distance. Davidson *et al.* (2001) considered that isotopic changes ($\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of ~0.0008 over 300 μm) were too punctuated to be attributable to diffusional re-equilibration given that they were accompanied by changes in An content and dissolution textures and considered open-system processes to explain isotopic profiles. In this study all analyzed plagioclase crystals show intermediate Sr isotopic values that could be product of diffusion and in order to better constrain the role of diffusion for other trace elements profiles for Ba were also determined using an equation from Cherniak (2002) for oligoclase, at the same temperature of 810 °C, which yields a diffusion coefficient of $4.13 \times 10^{-18} \text{ cm}^2/\text{s}$. The profile in Mau26-C1 would require a residence time between 1 and 7 Ma in order to account for outer core to rim Ba decrease (Fig. 7).

Figure 7. Representative diffusion profiles for Sr, Ba and Nd for plagioclase crystals using mathematical solution for Ficks' Second Law of diffusion

Among the REE, Nd is the only one with well established diffusion data for oligoclase (Cherniak, 2003), and a value of $2.56 \times 10^{-20} \text{ cm}^2/\text{s}$ was calculated at the same temperature. The simulation of diffusion using the same approach as for Ba, would require very large residence times ($> 2 \text{ Ga}$), precluding the attribution of Nd profiles to diffusion process. It is true that diffusion is more effective for Sr (as denoted by its faster diffusivity), and thus if the Sr profiles are products of diffusional re-equilibration, a disequilibrium scenario would be expected for elements with lower D_f such as Ba and REE. This assumption is however not satisfied, since crystal rims record the same trace element contents observed in the matrix crystals (Fig. 5), suggesting that the decrease in trace element abundances actually reflect melt depletion rather than diffusive equilibration. Alternatively, the variation in Sr isotope ratios may be attributed to plagioclase growth from a host melt that is getting progressively less

radiogenic with time. This hypothesis is discussed below using an integrated approach that includes the trace elements profiles.

The significance of isotopic variation

More radiogenic cores: Growth from a contaminated crystallization front

Cores and outer cores are the most radiogenic zones in all crystals and have the higher An contents. Boxy plagioclase cores are observed in Mau-37 and inner enclave of Mau-39B. Such texture is attributed to fast growth rates in magmas usually undergoing mixing (changes in chemistry combined with elevation in temperature; Land et al., 2004), or to supersaturation due to metasediment assimilation (Castro, 2001). Given the highly evolved Sr isotopic signatures, we believe that the hypothesis of early saturation induced by assimilation of wall rocks followed by filling of partly resorbed plagioclase by re-equilibrated melts is the process responsible for such textures. The hypothesis is corroborated by isotopic heterogeneities observed in the inner enclave of Mau-39B, since patches with variable An content register different isotopic signatures. The frequent association between *fme* and biotitic sheet-like enclaves suggests that the latter are possibly the contaminants. This is also suggested by the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.7140 calculated at 590 Ma for sample Mau-37A, a biotitic sheet-like enclave.

Crystals 1 and 2 from Mau-26 show an increase in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ from cores to outer cores. Knesel *et al.* (1999) found similar Sr isotopic profiles in sanidine crystals and these were not accompanied by an increase in total Sr contents; thus, these isotopic profiles were not attributed to an increase in progressive contamination of the melt by the surrounding wall rocks. Almost all of the crystals analyzed record a Sr isotopic increase coupled to higher trace elements contents, indicative of the possibility of a more extensive contamination in outer cores.

More primitive rims: second stage growth

Since trace element zoning profiles exhibited in Figure 5 cannot be explained by diffusional equilibration, we have to constrain a process capable of producing both isotopic and trace elements zoning in plagioclase rims. First, the rimward depletion in trace elements abundances is inconsistent with the explanation that the Sr isotopic variations are attributable to growth through incremental replenishment, with diminution of the contaminant/melt mass ratios in the extent to which new primitive magma invades the chamber. If so, the recharging melt should be depleted in trace elements and crystals should finally be trapped by a melt with higher trace elements contents

(represented by enclaves' whole rock data showing similar range of host granites) a scenario too complex and improbable. This leads us to three remaining hypotheses.

Growth in host granites: as enclaves and host granites show similar trace elements contents - except for Ba and Sr - plagioclase crystallizing from either magma would produce similar trace elements contents and profiles. Therefore, all crystallization could have taken place in the host granite, and isotopic decrease would then represent diffusional re-equilibration resulting from the entrapment of plagioclase by enclave magma. Contrary to this assumption is the fact that some textural features in plagioclase from enclaves show zoning patterns indicative of disequilibrium (boxy and/or high An cores followed by normally zoned rims) and this is not observed in any of the host granites' phenocrysts. Moreover, phenocrysts from the representative host granite show the inverse isotopic profile, with less radiogenic cores and progressively more radiogenic rims.

Growth in a second stage after entrapment: xenocrystic cores are likely to have crystallized from a contaminated magma not directly related to enclave parental magmas, given that matrix' crystals and whole rock data are significantly less radiogenic than plagioclase cores. The decrease in trace elements content would be a result of post-entrapment crystallization from a more primitive melt (probably enclave-forming magma) evolving by in situ fractional crystallization. For this to be possible growth rates should be fast enough to produce rims of significant extend (over 500 μm in Mau26-C1) compared to enclave matrix. Crystallization rates have been experimentally determined (Larsen, 2005) for resorbed anorthitic cores overgrown by more albitic rims in order to investigate the effects on plagioclase growth during events of crystal transfer between basaltic and rhyodacitic magmas (hence with much more pronounced differences than assumed here). Larsen (2005) determined that growth rates can be as fast as 65×10^{-10} cm/s, with resulting 100 μm rims formed in periods as short as 4 months. Decrease in the Sr isotopic initial ratios cannot be explained by the same mechanism as we do not invoke isotopic fractionation. Alternatively, the relatively short residence times required for diffusional equilibration would be even shorter in the case of rims originally less radiogenic growing around xenocrystic, more radiogenic cores. This is because the diffusion distance would be shorter and the model should consider homogenization through the half distance between concentric spheres (Gagnevin et al., 2005).

Growth after episodic contamination: this hypothesis considers plagioclase crystallization from a melt where assimilation is episodic and the contaminant/melt ratio is naturally and progressively decreased due to a sealing process in the crystallization front (Davidson et al., 2007). Therefore, the isotopic ratios would be partly or nearly entirely recovered in interstitial melts and rims of plagioclase crystallizing under different

contaminant/melt ratios should register progressively less radiogenic signatures coupled to decrease in trace elements content from intercumulus melts evolving by fractional crystallization.

The combined appreciation of textural features, trace elements distribution and isotopic signatures permits the first hypothesis (entrapment of former granites phenocrysts) to be ruled out. As for the remaining hypothesis both are capable of explaining the chemical and isotopic variations recorded in the plagioclase crystals, with entrapment of plagioclase xenocrysts after their complete crystallization.

However, there is still the need to explain crystals Mau39B-C1 with less radiogenic cores and radiogenic rims. The crystal is in textural discordance with matrix and appears to be of xenocrystic origin (bigger size with xenomorphic overgrowths), i.e. it is not porphyritic. A possible explanation would be nucleation of the core far from contaminants and sinking of the crystal to areas close to the chamber walls, resulting in inversion of the profile usually observed in enclaves.

Significance of trace elements profiles

If we consider a two stage growth model (post-contamination or post-entrapment) as responsible for rims' crystallization then trace elements profiles would be product of fractional crystallization and simulation of the process should be capable of reproducing the decrease in trace elements contents. There is the possibility that intermediate values, in some cases, represent sampling of mixed domains in variable proportions during LA-Q-ICP-MS analysis. However, the fact that matrix crystals with no complex zonation show a similar range of values favors the hypothesis that trace elements decrease represents melt evolution rather than sampling artifacts.

To test the effect of accessory minerals saturation on trace elements availability we calculated LREE content of the melts in equilibrium with Mau26-C1 (which has the most robust dataset) using partition coefficient equations from Bédard (2006), calculated for 810°C. The predicted concentrations are shown in Fig. 8a and compared to whole rock data. Of interest, the melt compositions calculated for cores are the closest to whole rock content, which is consistent with the hypothesis that core crystallization, and therefore contamination, took place under higher temperatures, probably just after saturation in accessory phases, likely allanite and apatite. Just as an approximation partition coefficients from Mahood and Hildreth (1983) and Prowatke & Klemme (2006) were used to calculate the effect of allanite and apatite fractionation on LREE content in the magma. The results indicate that fractionation between 0.001 and 0.003% of allanite and apatite would account for core to rim La and Ce depletion, while for Sm and Nd higher partition coefficients are required to obtain the same results, such as those proposed by Bea *et al.* (1994) for peraluminous systems. More important is that fractionation of

minute amounts of accessory minerals are needed to produce LREE depletion, and those are below normative abundance calculated for apatite and allanite assuming that 95% of whole rock LREE contained within those minerals (yielding 0.073% and 0.144% abundances, respectively) and confirming that fractional crystallization plays the major role on plagioclase trace elements abundance .

The simulation of total mineral assemblage fractionation implies a more complex procedure, given the number of partition coefficients involved. Hence the models presented here are just an approximation in way to evaluate the influence of fractionation of major phases. Table 7 summarizes partition coefficients used; Sr value is from Ren *et al.* (2003), since equations from Blundy & Wood (1991) as well as Bedárd (2006) resulted in high partition coefficients (ca. 7), implying extremely low melt contents (around 40-60 ppm, even for matrix crystals and host granites). Such small contents are observed only in muscovite-biotite granites from more differentiated facies and overestimation would reflect high CaO content in peraluminous systems, in which Sr partition shows a less steep relation with An content (Ren *et al.*, 2003). Considering the first point after outer cores as starting composition yields a regression line for Ba vs La indicative of 40-50% fractionation from core to rim (Fig. 8b), extended to 70% for rim + overgrowth. The regression for Ba vs Sr (Fig. 8c) has to be considered with caution given the uncertainties with partition coefficients noted above. However, rim variation is consistent with the same range of fractional crystallization indicated by the previous regression: about 40% for rim region, the exception being one data point (>50%) that was sampled together with overgrowth material. Core values are clearly displaced to lower Ba values and this is most probably a response to the rise in partition coefficients due to higher An content.

Figure 8. a) Results for allanite and apatite fractionation (dashed labeled lines) using trace elements in equilibrium with analyzed points (shaded area) and partition coefficient from Mahood & Hildreth (1983) and Prowatke & Klemme (2006). b) and c) Ba vs La and Ba vs Sr contents in melts in equilibrium with plagioclase points from sample Mau-26 and fractionation model calculated using bulk partition coefficients (see Table 3 for D values), intervals represent 10% fractionation, grey fields are core points.

The application of the models constrained here for Mau26-C1 to different enclave xenocrysts has to be made with caution since there is variation in the absolute values, indicating that crystals nucleated and crystallized at different stages of magmatic evolution. Moreover, differences in whole rock data (both elemental and isotopic) suggest the possibility of enclave formation from magmas and under evolutionary processes not necessarily identical.

THE ORIGIN OF MICROGRANITIC ENCLAVES

In the Mauá pluton *fine* show the same mineralogy, chemical and isotopic signatures of their hosts. At the whole-rock scale such similarities are usually attributed to effective mixing between compositionally contrasted magmas (Castro *et al.*, 1990); reworking of early crystallized chilled margins (Dodge & Kistler, 1990; Donaire *et*

al., 2005), or to interaction between interstitial melts of magmas evolving by fractional crystallization and the magma filling the main chamber (Pin *et al.*, 1990; Holness *et al.*, 2005).

Appreciation of Sr isotopes in plagioclase xenocrysts suggests improbable as improbable the origin of enclaves through effective hybridization between contrasted coeval magmas given that no primitive signatures indicative of participation of mafic terms are found in any of the studied enclaves. Reincorporation of chilled margins also fails to explain the genesis of the enclaves in face of their predominantly elliptical shapes, locally corrugated margins, the presence of double enclaves (provoking disruption of still plastic outer enclave, as in Mau-39B) and presence of xenocrysts (or antecrysts) parallel to host flow foliation showing evidence of solid-state deformation that is absent in the enclave matrix. Such features suggest that enclave-forming magmas were in plastic state when they went in contact with host granites. Therefore, magma mixing seems to be the only mechanism able to explain the textural, field and chemical relationships and implies an enclave generation through the interaction between genetically related magmas, in ‘self-mixing’ events. We now investigate whether enclaves originated from re-mixing of lighter interstitial melts (Couch, 2001; Holness *et al.*, 2005), or through freezing of hotter and chemically more primitive replenishment melt. The main difference between these models is whether mixing starts after density decrease caused by fractional crystallization (resulting in the rise of interstitial liquid of an otherwise stable layer of replenishing magma); or if the injection of rejuvenated magma with higher temperature and chemically less evolved signature would lead to upward movement of the replenishing magma without further evolution, i.e., no intermediate stage would be required (Harper *et al.*, 2004).

In neither models is necessary to consider an extra heat source and therefore temperature contrasts are due only to heat loss of the magma filling the chamber due to contact with cooler country rocks. In our view the adoption of the model by Holness *et al.* (2005) implies the existence of still more primitive melts than that represented by enclave chemistry. Since it is unlikely that the density decrease caused by crystallization would allow interstitial melts to carry all its crystal cargo implying loss of part of the original chemistry on their way up; the same problem would occur for the formation of double enclaves, rather frequent within *fme*. In the second model, the presence of more primitive material is not required given that the replenishment would occur after the evolution of resident magma with consequent density increase of the chamber system. In addition the capacity to carry early crystallized material would be only related to high injection rates. The process is illustrated in Figure 9, that presents a simple model considering the whole rock chemistry of samples Mau-29 (host granite) and Mau-26 (most “primitive” enclave) as representative of interacting liquids. The curves were

calculated using the software MELTS (by Ghiorso & Sack, 1995) and represent the evolution of system density for host granites at different temperatures and considering a pressure of 3 kbar (in concordance with muscovite geobarometry calculated for muscovite crystals from an equigranular granite sample, Massone & Schreyer, 1987) and variable amounts of water; dashed lines represent the enclave system at the onset of crystallization (taken as zircon saturation temperatures, with range for all samples represented by the shaded area on the left side of the diagram). Also shown are curves for the crystal cargo in the main chamber (25, 30 and 40%), and the field proposed as best for magma interaction defined as the region after the crystallization of both feldspars (given enclave xenocrysts) and before the attainment of crystal cargo superior to 30% (considered as a rheological lockup, see Petford, 2003 for a compilation). As observed, even if the water content of replenishment magma was the same as the magma filling the main chamber there would be a density contrast due to the effect of crystallization in the chamber. The upward movement of replenishing magmas would be possible if its entrance occurred after the density inversion (intersection between curves and lines). In this case, the formation of enclaves would be only associated with temperature contrasts and considering the same water content of both resident and replenishing magmas, this contrast would vary from 30 to 80 ° C inside the proposed interaction field, enabling enclave formation with composition similar to that of its hosts.

Figure 9. Simulation of system density evolution using Mau-29 as representative of the chamber system at 3 kbars. Different curves calculated using variable water contents. Dashed lines represent the density of enclave-forming magma (composition considered as that of Mau-26) under the same pressure and at zircon saturation temperatures (shaded area on the right of the

diagram). Stars mark crystallization evolution at the onset of crystallization of both feldspars (in black) attainment of crystal cargos (ϕ) of 25 and 30% (white and grey stars, respectively), density of the wettest composition is nearly stable after 725 °C.

CONCLUDING REMARKS

This study combined isotopic and trace element zonation in plagioclase xenocrysts from felsic microgranular enclaves, which reveals a complex interplay of open-system processes involving contamination, recharge and *in situ* evolution of both enclave-forming magma and host granites. Figure 10 summarizes the main conclusions of this study and proposes a genetic model for felsic microgranular enclaves and pipe-vortex encountered in Mauá pluton.

Trace element profiles in plagioclase xenocrysts from enclaves can be reproduced by simulation of fractional crystallization using either host granite or enclave whole rock chemistry as parental magmas. Isotope profiles cannot be used to decipher whether xenocrysts' rims grew within or outside enclaves, i.e., it is not possible to discern whether crystals were trapped after their complete crystallization in cumulate bands or if rims crystallized already from enclave-forming magmas. If the after entrapment growth of rims is considered then intermediate isotope ratios could be due to diffusional equilibration, while trace elements register melt depletion by crystallization of enclave-forming magma; if all crystallization proceeded in cumulate bands the contaminant has to be isolated as crystallization proceeds to permit isotopic ratios to be at least in part preserved.

One important conclusion is that the isotopic profiles do not require the participation of more mafic (mantle-derived) magmas on enclave formation and an autholitic origin is not supported by field and petrographic inspections. Therefore it can be argued that compositionally similar magmas can mingle and produce microgranular enclaves in the ideal case where the replenishment magma finds the chamber system already partially crystallized and therefore colder and denser.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was funded by FAPESP (grants 04/09942-0 and 07/00635-5). The authors are grateful to Marcos Mansueto and Sandra Andrade (Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo) for the help with microprobe analyses, whole rock major and trace elements. Catherine Ginibre (Departement de Mineralogie, Universite de Geneve) is also thanked for helpful guidelines regarding the best conditions for backscattering images acquisition.

Xenocrysts formation

Arrow marks increase in isotope signature in cores

Scenario A

Sealing of contaminant by the crystallization front. Recovery of isotope identity of the magma, while it evolves by FC as registered by decrease in trace elements in xenocrysts. Crystals are trapped by enclave-forming magma after complete crystallization.

Scenario B

Cumulate disruption and incorporation of contaminated xenocrysts with partial dissolution and crystallization of rims registering FC of enclave forming magmas and diffusional reequilibration of Sr isotopes ratio.

Before attainment of density contrast

Before ideal density contrast is reached, the replenishing batch stabilises as a stratified layer at the bottom of the chamber and releases fluids and heat to the overlain magma triggering convection movements. The mechanism is probably an important part of the differentiation process.

After density contrast is attained...

Replenishing batches immediately start to rise and might break and freeze in the form of microgranitoid enclaves. If the entrance is forced enough to originate a turbulent flow the magma can take pieces of country rocks and early crystallized cumulates and is capable of sustaining them until the flow slows down, causing disruption of double enclaves.

Figure 10. Schematic representation of xenocrysts formation and the role played by replenishing batches in Mauá chamber.

SUPPLEMENTARY DATA

Supplementary data for this paper, including complete datasets are available online.

REFERENCES

- Bea, F., Pereira, M.D. and Stroh, A. (1994). Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chemical Geology* **117**, 291-312.
- Bédard, J.H. (2006). Trace element partitioning in plagioclase feldspar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **70**, 3717-3742.
- Bizzarro, M., Simonetti, A., Stevenson, R.K. & Kurszlaukis, S. (2003). *In situ* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ investigation of igneous apatites and carbonates using laser-ablation MC-ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **67**, 289-302.
- Blundy, J.D. & Wood, B.J. (1991). Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar silicate melts and hydrothermal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**, 193-209.
- Browne, B.L., Eichelberger, J.C., Patino, L., Vogel, T.A., Dehn, J., Uto, K. & Hoshizumi, H. (2006). Generation of porphyritic and equigranular mafic Enclaves during magma recharge events at Unzen Volcano, Japan. *Journal of Petrology* **47**, 301-328.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I. & De la Rosa, J.D. (1990) Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian Belt, Spain. *Geological Journal* **25**, 391-404.
- Castro, A. (2001). Plagioclase morphologies in assimilation experiments. Implications for disequilibrium melting in the generation of granodiorite rocks. *Mineralogy and Petrology* **71**, 31-49.
- Cherniak, D.J. (2002). Ba diffusion in plagioclase. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **66**, 1641-1650.
- Cherniak, D.J. (2003). REE diffusion in feldspar. *Chemical Geology* **193**, 25-41.
- Collins, W.J., Wiebe, R.A., Healy, B. & Richards, S.W. (2006). Replenishment, crystal accumulation and floor aggradation in the megacrystic Kambera Suite, Australia. *Journal of Petrology* **47**, 2073-2104.

Costa, F.; Dohmen, R. & Chakraborty, S. (2008). Time scales of magmatic processes from modeling zoning patterns of crystals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **69**, 545-594.

Couch, S. Sparks, R.S.J. & Carroll, M.R. (2001). Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature* **411**, 1037-1039.

Davidson, J.P., Morgan, D.J., Charlier, B.L.A., Harlou, R. & Hora, J.M. (2007). Microsampling and isotopic analysis of igneous rocks: Implications for the study of magmatic systems. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* **35**, 273-311.

Davidson, J., Tepley, F. J., Palacz, Z. & Meffan-Main, S. (2001). Magma recharge, contamination and residence times revealed by *in situ* laser ablation isotopic analysis of feldspar in volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* **184**, 427-442.

Davidson, J.P. & Tepley, F.J. (1997). Recharge in volcanic systems: Evidence from isotope profiles of phenocrysts. *Science* **275**, 826-829.

Didier, J. (1973). *Granite and their enclaves*. Elsevier, New York, 393 p.

Didier, J. & Barbarin, B. Eds. (1991). Enclaves and granite petrology. *Developments in Petrology* **3**, Amsterdam, Elsevier.

Dodge, F.C.W. & Kistler, R.W. (1990). Some Additional Observations on Inclusions in the Granitic Rocks of the Sierra Nevada. *Journal of Geophysical Research* **17**, 841-848.

Donaire, T.; Pascual, E.; Pin, C. & Duthou, J-L. (2005). Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **149**, 247-265.

Duchesne, J-C., Berza, T., Liégeois, J-P. & Auwera, J.V. (1998). Shoshonitic liquid line of descent from diorite to granite: The late Precambrian post-collisional Tismania Pluton (south Carpathians, Romania). *Lithos* **45**, 281-303.

Ewart, A. & Griffin, W.L. (1994). Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic-rocks. *Chemical Geology* **117**, 251-284.

Filipov, M. & Janasi, V.A. (2001). The Mauá granitic massif, Central Ribeira Belt, São Paulo: petrography, geochemistry and U-Pb dating. *Revista Brasileira de Geociências* **31**, 341-348

Frost, T.P. & Mahood, G.A. (1987). Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic interaction in the Lamark Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin* **99**, 272-291.

Gagnevin, D., Daly, J.S., Poli, G. & Morgan, D. (2005). Pb isotopic zoning of K-feldspar megacrysts determined by Laser Ablation Multi-Collector ICP-MS: Insights into granite petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **69**, 1899-1915.

Giletti, B.J. & Casserly, J. (1994). Strontium diffusion kinetics in plagioclase feldspars. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58**, 3785-3793.

Ghiorso, M.S. & Sack, R.O. (1995). Chemical mass transfer in magmatic processes. IV: A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **119**, 197-212.

Harper, B.E.; Miller, C.F.; Koteas, G.C.; Cates, N.L.; Wiebe, R.A.; Lazzareschi, S. & Cribb, J.W. (2004). Granites, dynamic magma chamber processes and pluton construction: the Aztec Wash pluton, Eldorado Mountains, Nevada, USA. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **95**, 277-295.

Holness, M.B.; Martin, V.M. & Pyle, D.M. (2005). Information about open-system magma chambers derived from textures in magmatic enclaves: the Kameni Islands, Santorini, Greece. *Geological Magazine* **142**, 637-649.

Janasi, V.A., Alves, A. & Vlach, S.R.F. (2003). Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no neoproterozóico. *Geologia USP- Série Científica* **3**, 13-24.

Knesel, K.M., Davidson, J.P. & Duffield, W.A. (1999). Evolution of silicic magma through assimilation and subsequent recharge: evidence from Sr isotopes in sanidine phenocrysts, Taylor Creek rhyolite, NM. *Journal of Petrology* **40**, 773-786.

Landi, P., Métrich, N. Bertagnini, A. & Rosi, M. (2004). Dynamics of magma-mixing and degassing recorded in plagioclase at Stromboli (Aeolian Archipelago, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* **147**, 213-227.

Larsen, J. F. (2005). Experimental study of plagioclase rim growth around anorthite seed crystals in rhyodacitic melt. *American Mineralogist* **90**, 417-427.

Mcdonough, W.F. & Sun, S.-s (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology* **120**, 223-253.

Mahood, G. & Hildreth, W. (1983). Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **47**, 11-30.

Massone, H.J. & Schreyer, W. (1987). Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **96**, 212–224.

Nash, W.P. & Crecraft, H.R. (1985). Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **49**, 2309-2322.

Paton, C., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Phillips, D. & Shee, S. (2007). Strontium Isotope Analysis of Kimberlitic Groundmass Perovskite via LA-MC-ICP-MS. *Geostandards and Geoanalytical Research* **31**, 321-330.

Pin, C.; Binon, M. Belin, J.M; Barbarin, B. & Clemens, J.D. (1990). Origin of microgranular enclaves in granitoids: equivocal Sr-Nd evidence from Hercynian rocks in Massif Central (France). *Journal of Geophysical Research*, **95**, 17821-17828.

Pons, J., Barbey, P., Nachit, H. & Burg, J.P. (2006). Development of igneous layering during growth of pluton: The Tarçouate Laccolith (Morocco). *Tectonophysics* **413**, 271-286.

Prowatke, S. & Klemme, S. (2006). Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **70**, 4513-4527.

Pupier, E., Barbey, P., Toplis, M.J. & Bussy, F. (2008). Igneous layering, fractional crystallization and growth of granitic plutons: the Dolbel Batholith in SW Niger. *Journal of Petrology* **49**, 1043-1068.

Ramos, F.C., Wolf, J.A. & Tollstrup, D. L. (2004). Measuring $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variations in minerals and groundmass from basalts using LA-MC-ICPMS. *Chemical Geology* **211**, 135-158.

Ren, M. (2003). Partitioning of Sr, Ba, Rb, Y, and LREE between plagioclase and peraluminous silicic magma. *American Mineralogist* **88**, 1091-1103.

Ren, M. (2004). Partitioning of Sr, Ba, Rb, Y, and LREE between alkali feldspar and peraluminous silicic magma. *American Mineralogist* **89**, 1290-1303.

Schmidberger, S.S., Simonetti, A. & Francis, D. (2003). Small-scale Sr isotope investigation from peridotite xenoliths by laser ablation MC-ICP-MS – Implications for mantle metasomatism. *Chemical Geology* **199**, 317-329.

Silva, S.; Salas, G. & Schubring, S. (2008). Triggering explosive eruptions – The case for silicic magma recharge at Huaynaputina, southern Peru. *Geology* **36**, 387-390.

Stephen, R.; Sparks, J. & Huppert, H.E. (1984) Density changes during the fractional crystallization of basaltic magmas: fluid dynamic implications. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **85**, 300-309.

Tobisch, O.T., McNulty, B.A. & Vernon, R.H. (1997). Microgranitoid enclave swarms in granitic plutons, central Sierra Nevada, California. *Lithos* **40**, 321-339.

Vernon, R.H. (1984) Microgranitoid enclaves in granites - globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, **309**: 438-439.

Waight, T.E., Dean, A.A., Maas, R. & Nicholls, I.A. (2000). Sr and Nd isotopic investigations towards the origin of feldspar megacrysts in microgranular enclaves in two I-type plutons of the Lachlan Fold Belt, southeast Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* **47**, 1105 - 1112.

Waight, T.E., Maas, R. & Nicholls, I.A. (2001). Geochemical investigations of microgranitoid enclaves in the S-type Cowra Granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia. *Lithos* **56**, 165-186.

Waight, T.E., Wiebe, R.A. & Krogstad, E.J. (2007). Isotopic evidence for multiple contributions to felsic magma chambers: Gouldsboro Granite, Coastal Maine. *Lithos* **93**, 234-247.

Watson, E.B. & Harrison, M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* **64**, 295-304.

Weinberg, R.F., Sial, A.N. & Pessoa, R.R. (2001). Magma flow within the Tavares pluton, northeastern Brazil: Compositional and thermal convection. *Geological Society of America Bulletin* **113**, 508-520.

Wiebe, R.A. (1974). Coexisting intermediate and basic magmas, Ingonish, Cape Breton Island. *Journal of Geology* **82**, 74-87.

Wiebe, R.A., Blair, K.D., Hawkins, D.P. & Sabine, C.P. (2002). Mafic injections, *in situ* hybridization, and crystal accumulation in the Pyramid Peak granite, California. *Geological Society of America Bulletin* **114**, 909-920.

Wiebe, R.A., Manon, M.R., Hawkins, D.P. & McDonough, W.F. (2004). Late-stage mafic injection and thermal rejuvenation of the Vinalhaven Granite, Coastal Maine. *Journal of Petrology* **45**, 2133-2153.