

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PROCESSOS TARDI E PÓS-MAGMÁTICOS NO GRANITO SÃO FRANCISCO, SE DO
BRASIL, COM ÊNFASE EM ASPECTOS PETROGRÁFICOS E QUÍMICOS

Atila Ferreira Pessoa

Orientador: Prof. Dr. Silvio Roberto Farias Vlach

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2013 / 05)

SÃO PAULO

2013

Dedicado ao meu irmão, Fares Ferreira Pessoa!

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer ao Prof. Dr. Silvio Roberto Farias Vlach, um dos grandes responsáveis por esse trabalho, que me orientou desde a época em que eu mal sabia o que era uma rocha. Uma experiência que poderia ter dado errado, não fosse sua paciência, preocupação e um conhecimento que, embora tenha sido pouco explorado por mim, é de admirar!

Devo muito ao meu “co-orientador” que, desde o segundo ano, me auxiliou em trabalhos de campo, preparações de amostras, descrições petrográficas e discussões muito produtivas em todas as áreas da geologia. VALEU, LEZADO!

Não poderia deixar de citar os funcionários que foram de extrema importância para que esse trabalho fosse realizado. Entre eles destaco Sandra, Zé Paulo e Marcos Mansueto que atuaram de maneira mais direta, embora todos os outros tenham seu valor.

Maricon e toda a galera do Hotel Tucumán merecem os agradecimentos pelas forças e o grande galho quebrado durante os trabalhos de campo.

Professores como Caetano Juliani, Renato Paes de Almeida, Paulo César Fonseca Giannini, Adriana Alves, Valdecir Janasi, Fábio Ramos e, novamente, Silvio Roberto Farias Vlach merecem os mais sinceros agradecimentos por terem despertado em mim o gosto por essa ciência tão fascinante. Meus sinceros agradecimentos a vocês que realmente se preocupam com a formação dos alunos e tornam a árdua tarefa de assistir aula menos dolorosa.

Como o descanso faz parte de todo processo de produção, gostaria de agradecer aos irmãos que manjam do assunto lazer: Traveka, Chassi (meu financiador e parceirão de rolê), Próstata, Dispaxo, Mussum, Pubiano, Karla Perez, Dois, Motoboy, Nekão, Bussanha, Lara (obrigado pelas risadas), Xupança, Fudido, Xiliquenta, Sabugo e Bruna e os mais reservados que completam o elenco do Clube de Regatas Santendréia como Bigola e Kabo Kurto.

Todas as pessoas que moraram comigo também tem participação neste trabalho. Portanto, os agradecimentos para Kabong, pela revisão do abstract e pelas discussões, Prostata (mais uma vez) e toda a galera da Panapia se fazem necessários.

Agradeço a galera da terrinha por me ajudar a esfriar um pouco a cabeça e esquecer um pouco dos problemas geológicos, entre eles estão: Jaque, Duda, Boboreid, Nego Veio, Cavalo Doido, Maurinho, Diego, Broto, Mixelinha, Leo Bieber, Sarinha e Tamâra. Também tem a galera velha guarda: Tio Sérgio, Tia Amal, Tia Elta, Tia Rita, Tio Edmilson, Lilo, Tia Roberta e Tia Adriana.

Não existe um meio de expressar o quão grato eu sou aos meus pais por terem me guiado até aqui com o maior amor possível, para que esse sonho de nós todos fosse realizado. Ao meu pai, um exemplo de pessoa e melhor pai do mundo, agradeço por todo o

cuidado, educação e amor que me deste (e pelos puxões de orelha também! Hahaha!). A minha mãe, que é a melhor mãe do mundo, me faltam palavras para expressar a minha gratidão. Sou grato pelos seus cuidados, pelas seu esforço, pelo seu amor e pelo seu arroz com feijão!

Mais uma vez, agradeço a Jaque, que me ouviu reclamar com paciência (algumas vezes... hahaha) sobre a graduação, trabalho de formatura e mais um monte de coisas. Muito obrigado! Você não sabe o quanto me ajudou nesse final de graduação.

Por fim, a pessoa que mais tem culpa nessa história toda... Gostaria de agradecer ao meu irmão, amigo e professor, Fares (o verdadeiro)! Agradeço primeiramente por ter descoberto a geologia e ter dado muita força para que eu também seguisse no mesmo caminho. Agradeço também por ter sido a pessoa que mais me ensinou e fez despertar em mim esse gosto imensurável por essa ciência. Por fim, te agradeço por me servir como um exemplo de filho, amigo, geólogo e IRMÃO! MUITO OBRIGADO, CABEÇA! Você é genial!

Resumo

O Granito São Francisco (GSF) está inserido na Província Itu de granitos pós-colisionais associada ao final do Ciclo Brasileiro há aproximadamente 590 – 580 Ma, intrude rochas metassedimentares de baixo grau pertencentes ao Grupo São Roque e é limitado pelas zonas de cisalhamento Moreira e Pirapora. Petrograficamente, o GSF pode ser dividido em 8 fácies distintas, sendo 7 delas de composição granítica *lato sensu* e uma delas quartzo monzodiorítica.

Estudos petrográficos evidenciam que as feições de alteração hidrotermal são muito frequentes no GSF, ocorrendo em todas as fácies. Essas alterações podem ser divididas de acordo com seu modo de ocorrência e pela assembleia mineral formada. Nesse sentido, foram classificadas as alterações albiticas, potássicas e propilíticas de mais alta temperatura ocorrendo de modo pervasivo a seletivamente pervasivo, onde os fluidos eram enriquecidos em ETRL e as alterações sericitica, carbonatação e silicificação, de menor temperatura e estilo fissural, embora a alteração sericitica possa ter ocorrido de modo pervasivo.

As temperaturas estimadas para saturação em Zr e apatita apontam para valores aproximados de 820 e 840°C para as fácies graníticas e quartzo monzodioríticas, respectivamente. Aspectos texturais sugerem que tanto a apatita quanto o zircão são fases precoces, portanto essas temperaturas são temperaturas próximas às temperaturas de *liquidus*.

As condições de fO_2 foram determinadas para o estágio magmático com base no oxibâmetro biotita, K-feldspato e magnetita e estimados para o estágio hidrotermal. Observa-se uma oxidação relativa com a evolução do sistema, onde as fases hidrotermais são formadas sob condições mais oxidantes comparadas ao estágio magmático.

Sabendo que os fluidos hidrotermais tendem a ascender e que as alterações são mais intensas nas cúpulas das intrusões, a ausência de mineralizações no GSF pode estar associada ao nível de erosão regional, pois feições como o aspecto cumulático, frequente no GSF, sugerem um ambiente de base de câmara magmática.

Abstract

The São Francisco Granite (SFG) belongs to the post-collisional granites of the Itu Province, associated to the late Brasiliano Cycle (590-580 Ma). It is bounded by Moreira and Pirapora shear zones and intruded low-grade metasedimentary rocks of the São Roque Group. Petrographically, the SFG can be divided into eight distinct facies, 7 of which are represented by granites *sensu lato* and one by quartz monzodioritic composition.

Petrographic studies shows that the features of hydrothermal alteration are very frequent in SFG, occurring in all the facies. These changes can be divided according to their mode of occurrence and the mineral assemblage. They can be divided into pervasive high-temperature albitic, potassic and propilitic alterations, where hydrothermal fluids were probably LREE-rich, and low-temperature fissural sericitic, silicification and carbonatization alterations, although sericitic alteration may also occur pervasively.

The estimated Zr and apatite saturation temperatures indicate approximated values of 820 and 840°C for granitic and quartz monzodioritic facies, respectively. Textural features suggest that both apatite and zircon are early magmatic phases, so these temperatures are near the *liquidus* temperatures. fO_2 conditions were determined for the magmatic stage based on oxibarometer biotite, K-feldspar and magnetite and estimated for the hydrothermal stage. Results suggest a relative oxidation during the evolution of the system, where the phases formed during hydrothermal stages are more oxidizing compared to the magmatic stage.

Once hydrothermal fluids tend to rise and intrusion roofs are more intensely altered, the absence of ore deposits in SFG can be associated to the high level of regional erosion, because frequent cumulate features in the SFG suggest a magmatic chamber basal environment.

Sumário

1 – INTRODUÇÃO	1
2 – LOCALIZAÇÃO	2
3 – MATERIAIS E MÉTODOS	2
3.1 - Estudos bibliográficos	2
3.2 - Trabalho de campo	4
3.3 - Petrografia	4
3.4 - Geoquímica.....	4
3.5 - Química mineral.....	5
3.6 - Susceptibilidade magnética	5
4 - ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL.....	5
4.1 - Introdução.....	5
4.2- Classificação	6
4.2.1 – Tipos de alteração hidrotermal	6
4.2.2 – Estilos de alteração hidrotermal	9
4.3 – Alteração hidrotermal em granitos de tipo-A.....	9
5 – GEOLOGIA REGIONAL	11
6 – GEOLOGIA LOCAL	14
7 - OBJETIVOS.....	17
8 - RESULTADOS	18
8.1 – Trabalhos de campo	18
8.2 – Petrografia.....	21
8.2.1 – Petrografia das variedades magmáticas	22
8.2.2 – Tipos e estilos de alteração hidrotermal.....	30
8.3 – Susceptibilidade magnética.....	36
8.4 - Mineralogia: aspectos texturais e químicos.....	37
8.4.1 - Feldspatos	38
8.4.2 - Biotita	39
8.4.3 - Muscovita	40
8.4.4 - Clorita	42
8.4.5 - Óxidos de Fe	42
8.4.6 - Apatita.....	43
8.4.7 - Titanita	45
8.4.8 - Fluorita.....	45
8.4.9 - Ilmenita	47

8.4.10 - Zircão.....	47
8.4.11 - Monazita	47
8.4.12 - Rutilo	48
8.4.13 - Epidoto.....	48
8.4.14 - Carbonatos de ETR	50
8.4.15 - Xenotima.....	50
8.4.16 - Galena	50
8.4.17 - Mineral não identificado.....	50
8.5 - Geoquímica.....	52
8.5.1 - Apresentação dos dados.....	52
8.6 - Parâmetros intensivos de cristalização	61
8.6.1 - Temperaturas de saturação.....	62
8.6.2 - Pressão	63
8.6.3 - Condições de fO_2	64
9 – CONSIDERAÇÕES FINAIS	65
10 - CONCLUSÕES	67
11 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	70

1 – INTRODUÇÃO

As rochas graníticas são muito importantes para o estudo da evolução crustal, devido ao fato de serem as rochas mais abundantes na crosta continental e por refletirem diferentes ambientes tectônicos relacionados à sua formação (Bonin, 2007).

O magmatismo granítico de tipo-A é um dos grupos mais importantes de rochas graníticas, ocorrendo desde tempos arqueanos até os modernos caracterizando este magmatismo nos ambientes tipicamente distensionais, intraplaca ou proximamente aos limites entre placas tectônicas (Bonin, 2007).

Ainda não existe consenso claro sobre a fonte e alguns processos evolutivos associados a esse magmatismo. Alguns autores indicam o manto como principal área fonte, particularmente para as variedades com assinaturas geoquímicas alcalinas, onde os líquidos graníticos seriam formados a partir de cristalização fracionada dos magmas básicos e posteriormente modificados em graus variáveis por interação com materiais crustais. Já no caso das variedades com assinaturas subalcalinas, metaluminosas a marginalmente peraluminosas, há certo consenso de que teriam sua origem a partir da fusão de materiais da crosta inferior, em ambientes mais tipicamente pós-colisionais (Whalen, 1987).

No estado de São Paulo, a Província Granítica Itu com idades entre 590 e 570 Ma (cf. revisão em Janasi *et al.* 2009) é caracterizada como uma província de granitos de tipo-A relacionada ao final do evento Brasileiro, que teria se formado a partir do rearranjo da estrutura termal na formação do Supercontinente Gondwana, formando um cinturão linear próximo a costa leste brasileira de direção NE-SW. Nessa província, uma particularidade interessante é a associação de granitos cálcio-alcalinos de alto potássio relativamente evoluídos com os granitos tipo-A subalcalinos, que permite inferir que esse magmatismo esteja relacionado a ambientes colisionais no final da orogênese nesse período (Vlach *et al.* 1990). Esse magmatismo é cerca de 25-20 Ma mais jovens que o magmatismo sin-orogênico principal (com idades entre 625 e 610 Ma), caracterizado por granitóides metaluminosos de alto K e por variedades anatexíticas associadas ao metamorfismo regional. Assim este período parece marcar o final da orogênese nessa região.

Neste aspecto, a Província Granítica Itu se converte em uma fonte de informações muito importante para o estudo da evolução crustal da porção sudeste do Brasil durante o Neoproterozóico. O denominado Granito São Francisco, uma ocorrência muito típica da província, será objeto de estudos detalhados para a monografia.

2 – LOCALIZAÇÃO

O Granito São Francisco está localizado no estado de São Paulo, cerca de 76 km a oeste da cidade de São Paulo, próximo a Represa de Ituparanga, no município de Alumínio. O principal acesso é dado pela Rodovia Raposo Tavares no sentido Sorocaba, que é a principal cidade próxima ao granito. Estradas menores vicinais como as estradas Jaziel do Prado Ferreira, Ibiúna – Alumínio e Estrada Municipal Votorantim – Piratuba, entre outras, facilitam o acesso as áreas internas de afloramento do granito.

O Granito São Francisco localiza-se na Folha topográfica SF-23-Y-C-V-1 (Sorocaba), limitada pelos meridianos 47°15' – 47°30' de longitude oeste e pelos paralelos 23°30' - 23°45' de latitude sul (figura 1).

3 – MATERIAIS E MÉTODOS

Durante a elaboração do trabalho, foram realizados trabalhos de campo com o intuito de se coletar amostras para futuras análises em laboratórios no IGc-USP. Essas amostras foram analisadas do ponto de vista petrográfico e químico através de descrição de seções delgadas e polidas em microscópio petrográfico e em microsonda. As análises geoquímicas em rocha total propostas inicialmente no trabalho não foram efetuadas devido aos problemas apresentados pelo equipamento de Fluorescência de Raios-X (FRX).

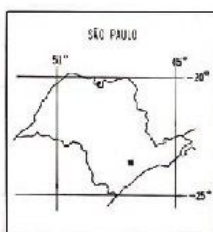
Os materiais e métodos utilizados serão descritos detalhadamente a seguir.

3.1 - Estudos bibliográficos

Os estudos bibliográficos tiveram como objetivos principais o reconhecimento da área de estudo, a comparação entre o magmatismo da Província Itu, onde se insere o alvo deste trabalho, com demais províncias pós-colisionais do Brasil, o estudo dos métodos analíticos empregados e a compilação de dados de química mineral e geoquímica em rocha total obtidos a partir de Dehler (2000) e Godoy (1989) respectivamente.

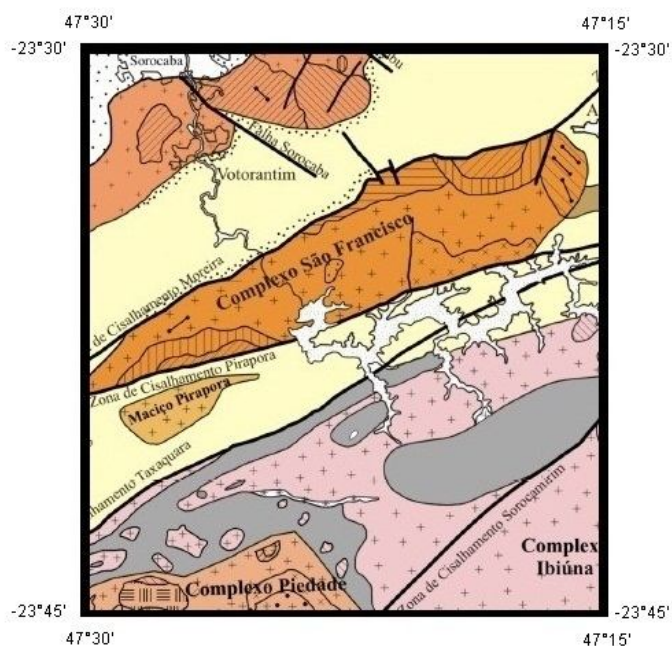
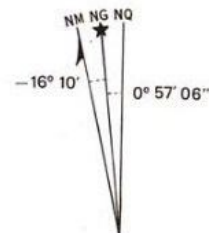
Os trabalhos utilizados encontram-se listados nas referências bibliográficas, de modo que os principais são os que abordam o Granito São Francisco e foram realizados por Godoy (1989), Godoy (1992), Godoy (1999) e Dehler (2000).

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA NO ESTADO



BOITUVA	ITU	CABREÚVA
SALTO DE PIRAPORA	SOROCABA	SÃO ROQUE
PILAR DO SUL	JURUPARÁ	JUQUITIBA

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA EM 1981 E CONVERGÊNCIA MERIDIANA DO CENTRO DA FOLHA



- Coberturas Cenozóicas
- Bacia do Paraná
- Homfels

COMPLEXO SÃO FRANCISCO

- Sienogranitos equigranulares e porfíricos
- Sienogranitos equigranulares médios róseos
- Sienogranitos equigranulares grossos róseos
- Sienogranitos rapakivi grossos róseos
- Sienogranitos rapakivi médios róseos
- Monzogranitos porfíróides rapakivi róseos
- Sienogranitos porfíróides rapakivi róseos
- Quartzo-monzodioritos equigranulares

MACIÇO PIRAPORA

- Monzogranitos e granodioritos cinzas

COMPLEXO SOROCABA

- Sienogranitos equigranulares e porfíricos
- Sieno-monzonitos porfíróides com cordierita
- Monzogranitos porfíróides róseos
- Monzo-sienogranitos porfíróides róseos II

COMPLEXO IBIUNA

- Leuco sienogranitos equigranulares róseos
- Monzogranitos porfíróides seriais a hiatais róseos

COMPLEXO PIEDADE

- Biotita monzogranitos porfíróides
- Biotita monzogranitos porfíróides claros
- Mela-monzogranitos
- Monzogranitos claros
- Monzogranitos a monzodioritos

GRUPO SÃO ROQUE

GRUPO SERRA DO ITABERABA

COMPLEXO EMBU

Figura 1: Mapa do estado de São Paulo com a articulação e mapa geológico da folha Sorocaba

3.2 - Trabalho de campo

Foram realizados 05 dias de trabalhos de campo na região de estudo, próximo ao município de Alumínio. Durante essa etapa, um foco maior foi dado a porção NE do corpo, onde o contato é do tipo intrusivo a fim de se identificar possíveis interações entre a intrusão e o pacote metassedimentar do Grupo São Roque. Nas outras áreas o contato é do tipo tectônico e se dá através das zonas de cisalhamento Moreira e Pirapora.

Cerca de 40 afloramentos foram descritos e 20 amostrados para análises futuras no Instituto de Geociências da USP. Os afloramentos foram descritos com base nos aspectos composicionais, texturais e estruturais. Ainda durante essa etapa, foram tomadas medidas de susceptibilidade magnética de seções frescas de amostras e afloramentos.

3.3 - Petrografia

Foram confeccionadas 20 seções delgadas de amostras coletadas durante as atividades de campo que se somaram a outras 20 seções cedidas pelo orientador que foram coletadas em anos anteriores.

As descrições petrográficas tiveram como objetivo a identificação da mineralogia principal e acessória primária das rochas, a classificação modal das diferentes fácies encontradas e a identificação dos processos tardi e pós-magmáticos para que fossem definidas as zonas de alteração hidrotermal com base na assembléia mineral encontrada nas diferentes regiões do granito.

3.4 - Geoquímica

Inicialmente, seriam realizadas 04 análises geoquímicas em amostras selecionadas no Laboratório de Fluorescência de Raios-X com o equipamento Philips PW 2400. No entanto, os problemas apresentados pelo equipamento de FRX impossibilitaram essa etapa do trabalho. Os procedimentos realizados para a preparação das amostras será descrito a seguir.

As amostras foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras (LTA), seguindo uma rotina de preparação adequada para esse tipo de rocha que é caracterizada pela cominuição inicial realizada com marreta, britagem em britador primário de mandíbulas, quarteamento para separar frações menores, porém homogêneas, cominuição em prensa hidráulica e, por fim, a utilização do moinho de ágata.

Após a preparação dos pós as pastilhas fundidas foram preparadas para a análise dos elementos maiores e menores e as pastilhas de vidro fundido para a análise dos elementos traços.

Os resultados dessa etapa devem ser entregues futuramente e podem vir a ser divulgados em trabalhos posteriores.

3.5 - Química mineral

Os dados de química mineral foram obtidos no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGc-USP com o auxílio do equipamento JEOL JXA-8600S.

Análises por dispersão de energia (EDS) foram realizadas para caracterizar algumas fases acessórias e para obter de maneira semi-quantitativa as composições químicas de fases minerais principais, acessórias e hidrotermais.

As análises quantitativas por dispersão de comprimento de onda (WDS) inicialmente propostas também não foram efetuadas devido a não operacionalidade do equipamento.

Por fim, outro recurso utilizado por esse equipamento foi o imageamento por elétrons retro-espalhados para observar os aspectos microestruturais e texturais impossíveis de serem realizados sob o microscópio óptico.

3.6 - Susceptibilidade magnética

Durante as atividades de campo, cerca de 40 medidas de susceptibilidade magnética (SM) foram efetuadas em seções frescas de afloramentos e amostras do Granito São Francisco. As medidas foram realizadas no campo, com susceptímetro portátil da GF Instruments, sobre superfícies planas e isentas de alterações intempéricas.

Essas análises foram efetuadas em diferentes fácies do granito e em rochas que sofreram diferentes tipos de alteração hidrotermal para que uma comparação entre os valores fosse realizada.

4 - ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

4.1 - Introdução

A alteração hidrotermal pode ser entendida como o processo que resulta na modificação composicional de uma rocha por meios físicos e/ou químicos através da interação com soluções aquosas e gases (Guilbert & Park, 1986). Esses processos são responsáveis pela dissolução de algumas fases minerais preexistentes na rocha e pela precipitação de uma nova assembleia mineralógica estável nas novas condições físico-químicas (Gifkins et al., 2005)

A interação entre os fluidos e as rochas encaixantes produz trocas químicas entre os componentes presentes no fluido e os minerais da rocha, de modo que o resultado desse

processo é uma mudança composicional, ao passo que novos minerais são formados, e textural da rocha.

Segundo Pirajno (2009), um sistema hidrotermal é composto por dois componentes: uma fonte de energia térmica que pode ser proveniente de atividade magmática, gradiente geotérmico, decaimento radioativo ou metamorfismo e uma fase fluida com temperaturas que chegam até 500°C que podem ser de origem magmática, metamórfica, meteórica, conata ou marinha.

Como os magmas graníticos são relativamente ricos em fases voláteis, as alterações hidrotermais costumam ser frequentes nas rochas que se cristalizam a partir desses magmas.

4.2- Classificação

4.2.1 – Tipos de alteração hidrotermal

Para se classificar uma alteração hidrotermal é necessário reconhecer a assembleia mineral formada a partir das mudanças nas condições físico-químicas às quais a rocha foi submetida. Para isso são necessários estudos petrográficos e mineralógicos detalhados.

A nomenclatura das alterações pode levar em consideração a fase mineral mais abundante (cloritização, albitização, epidotização, etc), uma assembleia mineral (alteração potássica, alteração propilítica, alteração sericítica, etc), ou as mudanças no padrão geoquímico das rochas (metassomatismo sódico, metassomatismo potássico, etc).

Uma das vantagens da classificação hidrotermal com base na assembleia mineral é a possibilidade de definir zonas de alteração e sequencia-las no tempo e, por isso, foi adotada como padrão para a classificação das alterações descritas no presente trabalho.

Basicamente, o que controla o desenvolvimento de cada uma das assembleias minerais é a razão entre as atividades dos íons de K^+ e H^+ (aK^+/aH^+) no fluido hidrotermal, de modo que, inicialmente, o sistema costuma apresentar altos razões e, com a evolução do sistema hidrotermal no tempo, essa razão tende a diminuir.

Os campos de estabilidade de cada um dos tipos de alteração podem ser observados no diagrama 1 e serão detalhados a seguir.

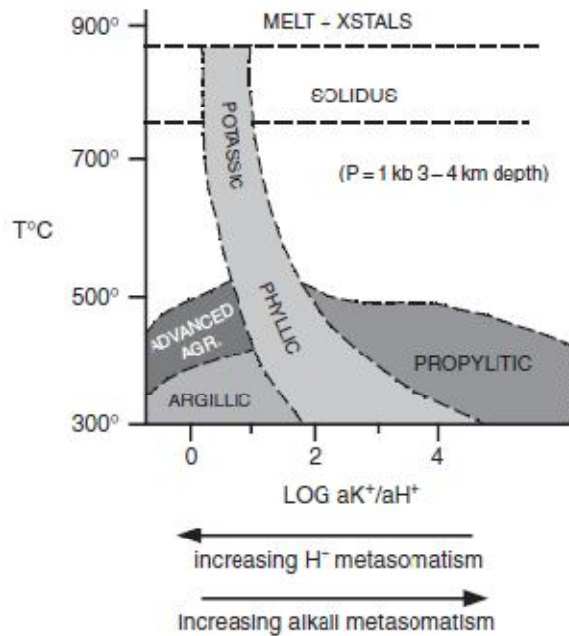


Diagrama 1: o diagrama ilustra os campos de estabilidade de cada tipo de alteração de acordo com a razão entre K^+ e H^+ e a temperatura (Retirado de Pirajno, 2009).

Segundo Pirajno (2009), o processo de alteração sódica ocorre sob altas temperaturas nas fases iniciais da instalação do sistema hidrotermal. O produto dessa alteração é a alteração dos feldspatos para cristais de albita hidrotermal, esse processo se inicia nas lamelas das pertitas e podem evoluir, chegando a alterar o cristal como um todo. Associado a essa alteração ocorre um enriquecimento em elementos raros como Nb, Ta, Sn, W, Li, Be e REE.

A alteração potássica ocorre sob condições de alta razão aK^+/aH^+ , temperaturas por volta de 450 – 600°C e, normalmente, associada à zona interna dos halos de alteração (figura 2). Como produtos são gerados k-feldspatos de cor vermelha devido à presença de finas inclusões de cristais de hematita no retículo cristalino e biotitas com alto teor de Fe com cores esverdeadas. Também são formados sulfetos como calcopirita, pirita e molibdenita (Pirajno, 2009).

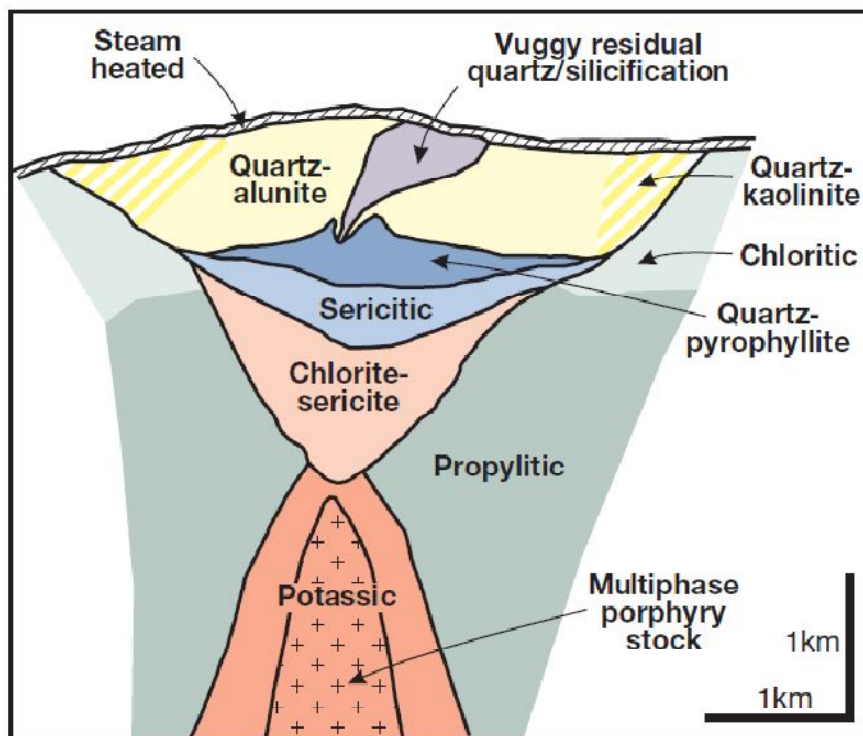


Figura 2: Seção esquemática mostrando as principais zonas de alteração hidrotermal e sua distribuição espacial ao longo da intrusão com as zonas centrais caracterizadas por alterações potássicas de alta temperatura e sericítica de mais baixa temperatura e zonas externas caracterizadas pela alteração do tipo propilítica (retirado de Sillitoe (2010)).

A alteração propilítica ocorre nas bordas do halo de alteração (figura 2), em temperaturas entre 200 – 350°C e sob condições de baixa razão fluido/rocha. Normalmente, os fluidos presentes são enriquecidos em H_2O , CO_2 e S, onde a atividade do íon H^+ é muito baixa. Como produto dessa alteração são gerados minerais semelhantes aos da paragênese dos xistos verdes em rochas metabásicas e são: minerais do grupo do epidoto, carbonatos, albita e clorita com ocorrência mais restrita de K-feldspato e pirita.

Quando esse processo é muito intenso pode-se observar uma tendência à formação de formação de assembleias monominerálicas, onde os processos passam a ser classificados de acordo com o mineral mais abundante como a cloritização, carbonatização, epidotização, etc (Pirajno, 2009).

A alteração sericítica e a greisenização ocorrem devido à desestabilização dos feldspatos na presença de fluidos ácidos ricos em H^+ , OH^- e S. Como produto da alteração sericítica, o que se observa é a paragênese conhecida como QSP, onde são formados quartzo, sericita (mica branca dioctaédrica como: muscovita, paragonita, phengita, fuchcita e roscoelita) e pirita. Nos greisens os fluidos são ricos em voláteis como F e B e costumam apresentar minerais como topázio, turmalina, fluorita, cassiterita, wolframita, scheelita e sulfetos associados às micas. Esse processo costuma ser precedido pela alteração sódica (Pirajno, 2009; Robb, 2004).

Conforme o sistema evolui, ocorre um abaixamento da temperatura e da razão aK^+/aH^+ , e os fluidos adquirem um caráter mais ácido e de menor temperatura. Nessas condições se desenvolvem as alterações argílicas. Como produtos dessa alteração são formados argilominerais devido ao intenso metassomatismo promovido pelos íons de H^+ e pela forte lixiviação dos álcalis nas rochas. A alteração argílica pode ser subdividida em argílica intermediária com a formação de montmorillonita, illita, clorita e kaolinita e argílica avançada com a formação de dickita, pirofilita, barita, alunita e diásporo.

4.2.2 – Estilos de alteração hidrotermal

As alterações hidrotermais podem se desenvolver ao longo de descontinuidades da rocha por onde o fluido encontra uma facilidade para percolação, ou ao longo de um volume contínuo de rocha como um todo e isso é determinado por fatores como a razão fluido/rocha e a reatividade das rochas, que controlam a intensidade da alteração.

Pirajno (2009) propõe a utilização dos termos pervasivo, seletivamente pervasivo e não pervasivo por serem termos consagrados no que diz respeito aos estilos como a alteração costuma ocorrer.

A alteração pervasiva é formada onde a razão fluido/rocha é elevada, de modo que todo o volume de rocha é alterado de forma relativamente homogênea. De forma semelhante, a alteração seletivamente pervasiva ocorre onde alguns minerais são susceptíveis à alteração de modo seletivo, o que costuma ocorrer com os minerais máficos e feldspatos. Por outro lado, a alteração não pervasiva ou fissural ocorre onde a razão fluido/rocha é menor, e se desenvolvem na forma de veios, podendo chegar a formar pequenos bolsões.

Assim como os tipos de alteração, a temperatura e a razão aK^+/aH^+ também controlam os estilos de alteração, onde as alterações de mais alta temperatura tendem a ocorrer de modo pervasivo e as de mais baixa temperatura de forma fissural.

4.3 – Alteração hidrotermal em granitos de tipo-A

Como os magmas graníticos são relativamente ricos em voláteis, esses processos de alteração hidrotermal costumam ser frequentes. Alguns resultados do estudo desses processos encontram-se nos trabalhos Juliani *et al.* (2002), Kinnaid (1984), Bongioiolo *et al.* (2011) e Bettencourt *et al.* (2004) e serão detalhados a seguir.

Províncias magmáticas pós-colisionais são muito comuns e todo o mundo e costumam apresentar uma associação entre rochas de afinidade peralcalina e metaluminosa, conforme mencionado no capítulo de introdução. Geralmente, os magmas de afinidade metaluminosa apresentam quantidades de água mais elevadas quando

comparados aos de afinidade peralcalina, onde as fases voláteis principais são ricas em F (Flúor).

Como o alvo deste trabalho pertence à associação aluminosa de granitos pós-colisionais representado por biotita granitos, as descrições detalhadas serão feitas com base nas rochas que apresentam afinidade geoquímica semelhante.

Os biotita granitos costumam desenvolver zonas de alteração hidrotermal como as mencionadas anteriormente com porções internas onde predominam alterações potássicas e sódicas e zonas externas, onde predominam alterações propilíticas. A essas alterações costumam ocorrer enriquecimento de elementos como Sn, Pb, Au, Zn, W, Cu, Rb, Li, B e ETR, podendo chegar a formar mineralizações em alguns casos específicos.

Juliani *et al.* (2002) descrevem um sistema aurífero na Província Tapajós de idade paleoproterozóica associado à instalação de um sistema hidrotermal relacionado com o magmatismo pós-colisional no Cráton Amazônico. A mineralização ocorre nos estágios tardios de alteração hidrotermal caracterizados como as alterações sericítica e propilítica. As rochas descritas e os tipos e estilos de alteração são semelhantes aos encontrados no Granito São Francisco e, portanto, o trabalho serve como um guia para comparação.

Bettencourt *et al.* (2004) apresentam dados de mineralizações em metais raros como Sn, W, Ta, Nb para os granitos Corrêas e Oriente novo das províncias pós-colisionais Itu e Rondônia de idade Neoproterozóica e Paleoproterozóica, respectivamente e mineralizações em Sn, W e fluorita para o Granito São Francisco, também pertencente a Província Itu.

As rochas associadas às mineralizações Corrêas e Oriente Novo são granitos rapakivi portadores de topázio associados ao final de períodos colisionais, assim como o Granito São Francisco.

Normalmente as mineralizações nesses depósitos ocorrem na forma de veios, *pipes* de brechas e greisens portadores de cassiterita e wolframita, com topázio, columbita, tantalita e zinnwaldita associados aos greisens.

Bongiolo *et al.* (2011) defini zonas de alteração relacionadas ao Granito Lavras do Sul, intrusivo no Cinturão Dom Feliciano. Dados geoquímicos apontam para mineralizações em ouro com teores de 1,5 ppm na zona de alteração sericítica. Nesse sistema, dados de isótopos estáveis apontam para uma mistura entre fluidos de origem magmática e água meteórica de origem glacial.

Kinnaird (1984) caracteriza mineralizações em Sn e W no complexo anorogênico alcalino da Nigéria de idade mesozoica. Nesse complexo as mineralizações ocorrem associados aos biotita granitos metaluminosos, principalmente, na forma de veios, stockworks e até mesmo disseminada.

Em muitos trabalhos que tratam da alteração hidrotermal em granitos formados em ambientes pós-colisionais de idades diversas, são descritas mineralizações principalmente em Au, Sn, W com quantidades subordinadas de Ta, Nb, Rb, Cu, Li e ETR. Essa é uma das

características que motivou o estudo dos sistemas hidrotermais no Granito São Francisco, pois apresenta muitas semelhanças do ponto de vista da evolução magmática e da instalação dos sistemas hidrotermais, embora estudos com esse enfoque ainda não tenham sido realizados na área.

5 – GEOLOGIA REGIONAL

Nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, na Província Mantiqueira, existe um grande número de ocorrências graníticas de tipo-A bordejando, grosso modo, a Bacia do Paraná. Estes granitos se colocaram em ambientes tardi- a pós-colisionais associados ao final da aglutinação das placas Paraná, Kalahari, Paraguai, São Francisco e Congo em tempos neoproterozóicos (Wernick, 2000).

Um dos trabalhos pioneiros para a classificação das rochas graníticas do estado de São Paulo, é devido a Hasui *et al.* (1978), que reconhecem quatro *facies* petrográficas e estruturalmente distintas, denominadas fácies Migmatítica, Cantareira, no qual foi inserido o Granito São Francisco, Graciosa e Itu, respectivamente, as quais são detalhadas a seguir.

A facies Migmatítica é composta por ultrametamorfitos anatexíticos com características petrográficas bem variadas e composições que variam gradualmente desde tonalitos até granitos.

A facies Cantareira é constituída por granitóides porfiríticos com fenocristais de feldspato potássico, como no caso do Granito São Francisco, com variações composicionais também expandidas, desde tonalitos a granitos.

As facies Graciosa e Itu estariam representadas principalmente rochas maciças de colocações cinzas claras a rosadas ou vermelhas, texturas hipidiomórfica equi- a inequigranular com granulações grossas, médias, ou finas, portadoras de anfibólios e piroxênios sódicos no caso da fácies Graciosa.

Trabalhos mais recentes reconhecem duas importantes províncias de granitos de tipo-A em um contexto mais amplo que compreende todo o setor central da Província Mantiqueira.

Uma dessas grandes províncias foi denominada Província Graciosa (Gualda & Vlach, 2007), anteriormente definida como Suíte Intrusiva Serra do Mar (Kaul, 1984), que aflora entre os estados de Santa Catarina e São Paulo, composta por granitos peralcalinos, *hipersolvus* que apresentam anfibólios e piroxênios sódicos como máficos principais e granitos metaluminosos a marginalmente peraluminosos, *subsolvus*, onde a biotita caracteriza a fase máfica principal.

A segunda, onde se insere o alvo deste trabalho, é a Província Itu 590 – 580 Ma (Janasi *et al.* 2006, 2009), que é composta por granitos rapakivis que estão associados a

regimes transcorrentes e compreende os plútons São Francisco, Itu, Piracaia, Morungaba, entre outros (figura 3).

Segundo Vlach *et al.*(1991), existem diferenças significativas entre estas províncias, sendo a Província Itu constituída por granitos de afinidade de tipo-I semelhantes aos Caledonianos e granitos semelhantes aos da associação aluminosa de tipo-A, enquanto a Província Graciosa é constituída por granitos de afinidade exclusiva de granitos tipo-A. Tais diferenças podem refletir o fato de que os ambiente tectônicos de colocação sejam diferentes, onde a Província Itu teria se formado em estágios tardi- e pós-orogênicos, diferentemente da Província Graciosa, mais tipicamente pós-orogênica ou mesmo anorogênica.

Cordani e Bittencourt (1967) estimaram idades entre 650 – 600 Ma para o evento de colisão continental e 650 – 496 Ma para a granitogênese nesta parte da Província Mantiqueira. Já Hasui e Hama (1972) interpretaram a idade de 714 Ma como sendo a idade da colisão e 645 – 560 Ma para os eventos magmáticos na região em que aflora a Província Itu.

O embasamento ígneo-metamórfico da Província Itu é constituído por rochas ortoderivadas antigas e complexos metamórficos mais jovens. Para Norte, afloram ortognasises tonalíticos e trondjemíticos com idades arqueanas a paleoproterozóicas (ca. 3 Ga, cf. Fetter et al. 2001). Na região central, foram definidos os blocos tectônicos, Itapira, São Roque e Embu (Hasui, 1973; Hasui et al., 1978), os quais seriam constituídos por rochas metamórficas para- e ortoderivadas com graus de metamorfismo variáveis. O Complexo Embu é composto por ortognaisses e metassedimentos (sillimanita-granadagnaisses, migmatitos, quartzitos e anfibolitos), com idades próximas a 780 – 810 Ma (Vlach, 2001). O Complexo Itapira, mais ao Norte, é constituído por seqüências metamórficas similares, com idades de metamorfismo próximas a 750 Ma (Fetter et al., 2001). Já o Complexo (Grupo) São Roque é formado por uma seqüência metavulcano-sedimentar metamorfizadas em baixo grau, fácies xistos-verdes, com predomínio de filitos, metaarenitos e metarritmitos diversos.

6 – GEOLOGIA LOCAL

O Granito São Francisco aflora por cerca de 150 km², com forma alongada segundo NE-SW e encontra-se encaixado em rochas metassedimentares de baixo grau do Grupo São Roque (figura 4). Os principais trabalhos mais recentes, que tratam em detalhe dos diversos aspectos geológicos, estruturais, petrográficos e mineralógicos deste granito, foram desenvolvidos por Godoy (1989) e Dehler (2000)

Assim como outros maciços ou complexos que compõem a Província Itu, apresenta arquitetura interna complexa, construída por diversos pulsos magmáticos. Segundo Wernick (2000), isso se deve a sucessivas reativações de zonas de fraqueza na crosta, as quais controlariam a dinâmica das intrusões magmáticas, como processos de interação de magmas ácidos e básico-intermediários, mistura e contaminação crustal.

O Granito São Francisco colocou-se sob regime tectônico transtrativo, associado a falhas transcorrentes orientadas segundo NE-SW, durante o neoproterozóico há cerca de 600 Ma, e foi posteriormente deformado sob regime transpressivo, caracterizado por dobras apertadas e uma foliação milonítica vertical intensa nas bordas do corpo (Godoy et al., 2010).

O Granito São Francisco é composto por rochas hololeucocráticas a leucocráticas com quartzo, feldspato potássico e plagioclásio como minerais félsicos,

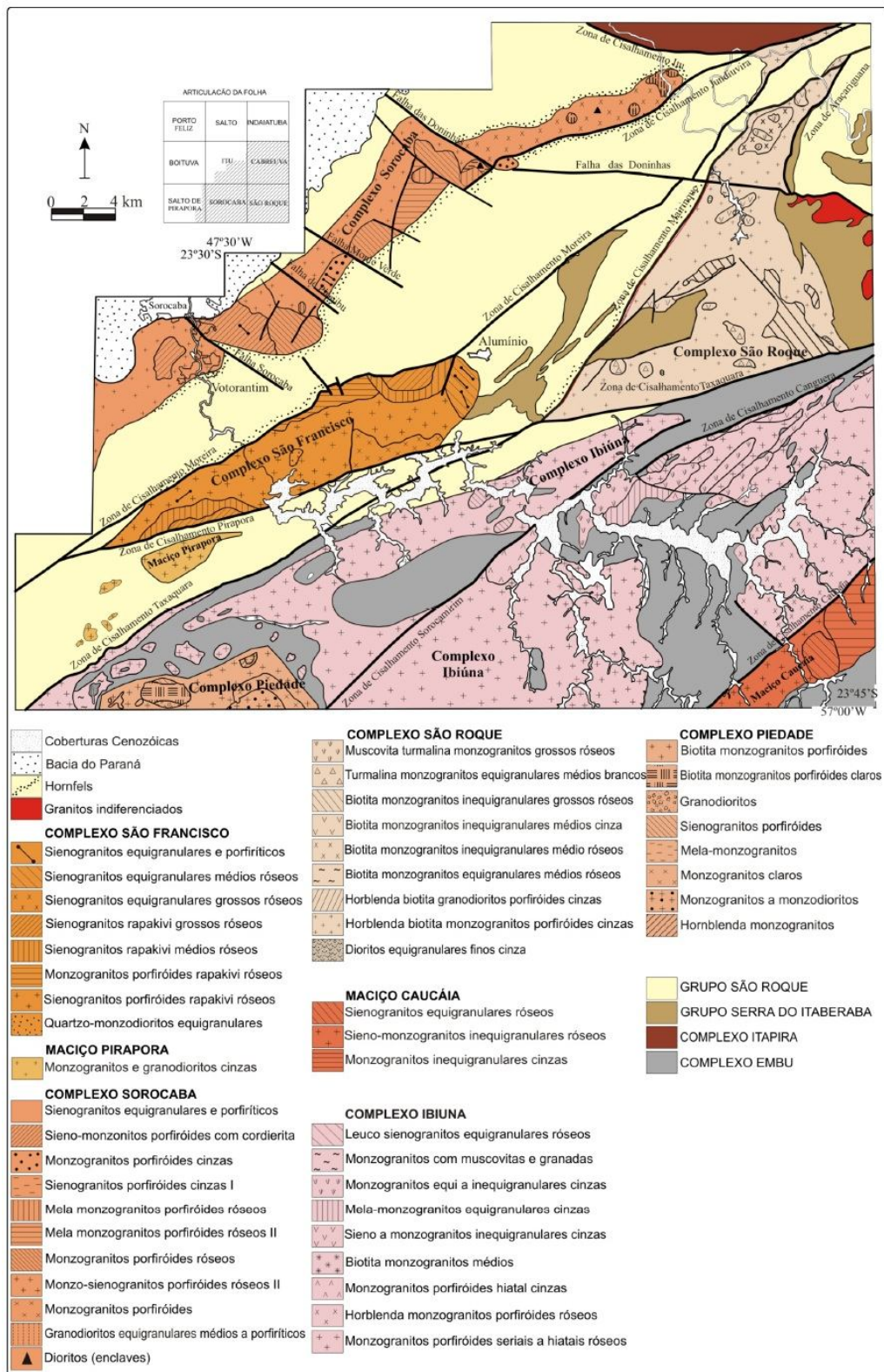


Figura 4: Mapa geológico da região do sudeste do Estado de São Paulo com os complexos granitóides estudados por Godoy (2003).

contendo biotita como máfico principal, associada a quantidades subordinadas de anfibólio cálcico. De acordo com Godoy (1992) podem ser reconhecidas e mapeadas 8 fácies petrográficas principais, formadas principalmente por sienogranitos e subordinadamente por monzogranitos equi- a inequigranulares ou porfíricos de granulações grossas, médias ou finas. Algumas dessas fácies são caracterizadas tipicamente por texturas *rapakivi*. Rochas monzodioríticas ocorrem como corpos subordinados e enclaves de dimensões variadas nos granitos.

As estruturas dos granitos e monzodioritos são predominantemente maciças, conquanto, intensa deformação ocorra nas bordas do corpo. Os contatos com as rochas encaixantes são predominantemente tectônicos enquanto os contatos internos entre as diferentes fácies petrográficas são bruscos, controlados por falhas ou gradacionais.

Nas variedades graníticas porfíricas, os megacristais correspondem a feldspato alcalino róseo-avermelhado, ora idiomórficos, ora arredondados e, por vezes, apresentando mantos de plagioclásio branco.

A biotita anítica (*cf.* Dehler, 2000) ocorre em forma placóide ou como pequenas palhetas agrupadas, aparecendo em geral intersticial. O anfibólio Fe-edenita (*cf.* Dehler, 2000) é ocasional nas fácies relativamente mais máficas e em geral aparece substituído por biotita primária ou por agregados de alteração hidrotermal, com clorita e epidoto. A mineralogia acessória é composta por fluorita, apatita, zircão, allanita e opacos sendo que, nas amostras que exibem feições de alteração tardi e pós-magmática, é possível encontrar cristais de topázio nos corpos greisenizados na forma de agregados granoblásticos associados ao quartzo.

Como minerais de alteração são comuns cristais de clorita alterando cristais de biotita e anfibólio, bem como sericita e epidoto como produtos da saussuritização dos plagioclásios.

Feições de alteração hidrotermal no Granito São Francisco são muito típicas, sendo descritos processos de tardi- a pós-magmáticos que incluem albitização, microclinização, cloritização da biotita e muscovitização da biotita em estilos tanto fissural, quanto pervasivo. Esses processos podem levar a formação de endo- e exogreisens como os topázio-mica greisens, que podem ser encontrados na extremidade ocidental do granito (Wernick, 2000).

Estudos de tipologia de zircão, com base na morfologia das faces {100} e {110}, permitiram estimar temperaturas de cristalização da ordem de 850 – 900°C (Galembeck 1999) e 830 – 900°C (Godoy, 1989). Adicionalmente, de acordo com análises faces piramidais {211}, {101} e {301}, Godoy (1989) reconheceu a tendência subalcalina a alcalina deste magmatismo, que registraria possível transição entre o magmatismo pós-orogênico e o anorogênico.

O modelo atual para a evolução do Granito São Francisco propõe uma sequência de 5 pulsos magmáticos que se iniciam com a intrusão de monzodioritos seguido pela intrusão

do sienogranito principal que posteriormente foi intrudido por um sienogranito porfirítico marginal e por intrusão de sienogranitos que desenvolvem estruturas circulares nas rochas mais antigas e, por fim, a intrusão das facies marginais que compreendem sienogranitos e diques de aplitos e pegmatitos. Estes impulsos podem ser agrupados em 3 ciclos de modo que cada ciclo apresenta um gradual aumento no teor de sílica e cada ciclo novo inicia-se com um teor de sílica inferior em relação ao último impulso do ciclo precedente (cf. detalhes em Godoy *et al.* 1992). Paralelamente, os pulsos mais jovens apresentam teores mais baixos em K_2O e elevados em Na_2O .

Assim, de acordo com o autor, os granitos rapakivi teriam sido gerados pela interação desse magma rico em K_2O parcialmente cristalizado com o segundo pulso rico em Na_2O , que teria se enriquecido na fonte nas porções mais residuais, tendo sido concentrado nos últimos pulsos e nos fluidos hidrotermais que geram alterações hidrotermais como a albitização. Por outro lado, Dehler (2000) indica que processos cumuláticos na câmara magmática teriam papel importante para a geração das variedades rapakivi.

7 - OBJETIVOS

Processos evolutivos tardi e pós-magmáticos são muito típicos de alguns sistemas graníticos, particularmente no caso de granitos muito evoluídos (*especializados*, cf. Godoy, 1989; Dehler, 2000; Wernick, 2000). O estudo de processos desse tipo, com ênfase em petrografia microscópica apoiada com alguma informação geoquímica, representa o enfoque deste projeto, que tem como objetivo principal a análise e interpretação conjunta desses dados para entender o processo evolutivo do Granito São Francisco durante esse estágio.

Análises petrográficas de detalhe foram realizadas com o intuito de identificar e caracterizar também as fases minerais primárias, mas o enfoque foi centrado no reconhecimento de fases minerais hidrotermais, nas relações entre estas fases tardias e destas com a mineralogia primária presente nas rochas, com o intuito de traçar a sua formação no contexto da evolução dos líquidos residuais e dos fluidos hidrotermais que tomaram parte na formação dessas rochas. Após este estudo, foram efetuados imageamentos com elétrons retro-espalhados e análises químicas pontuais qualitativas para a identificação dos minerais com maior grau de dificuldade para identificação correta ao microscópio petrográfico e também para identificar variações composicionais que permitem caracterizar em maior detalhe a evolução dos fluidos hidrotermais.

Os resultados obtidos através dos estudos petrográficos, de química mineral e de geoquímica foram interpretados em conjunto com o intuito de se entender a forma como se deu os processos pós-magmáticos no Granito São Francisco.

Infelizmente, não foi possível caracterizar geoquimicamente os processos de alteração hidrotermal através de um balanço de massas devido aos problemas apresentados pelo equipamento.

8 - RESULTADOS

8.1 – Trabalhos de campo

Durante as atividades de campo foram visitados cerca de 40 afloramentos, onde foram descritas as principais variedades de rochas, coletadas amostras e dados estruturais (figura 5).

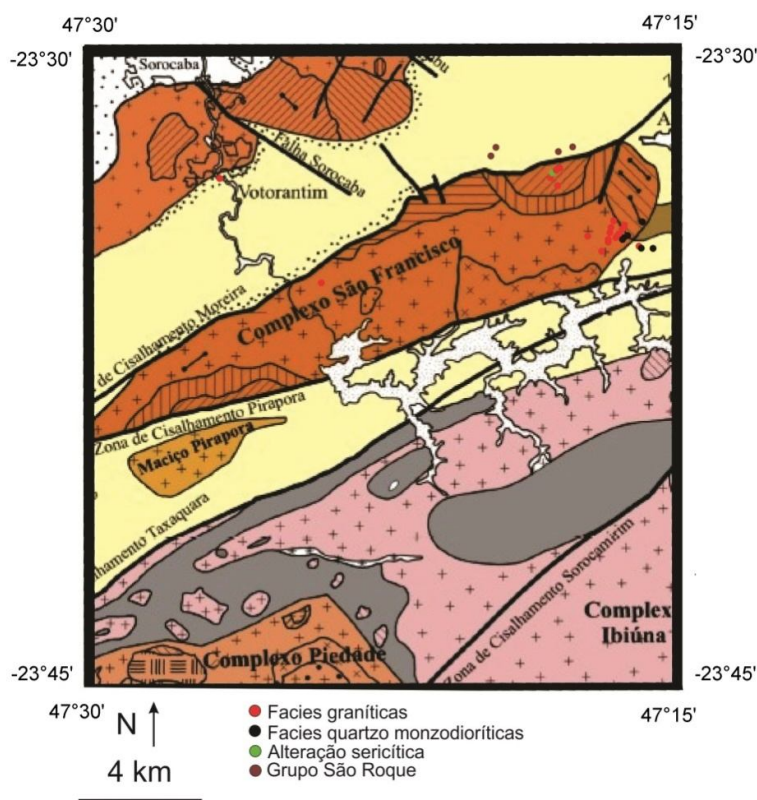


Figura 5: Mapa com os pontos descritos durante os trabalhos de campo plotados no mapa geológico da Folha Sorocaba.

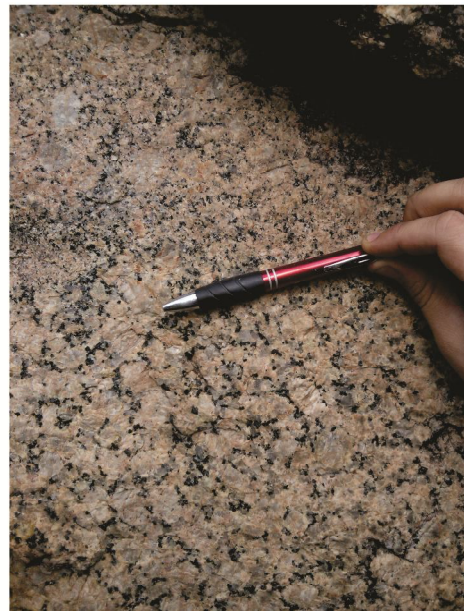
Uma atenção maior foi dada ao contato no extremo leste do granito, onde o contato com o Grupo São Roque ocorre de modo intrusivo, a fim de localizar possíveis feições pós-magmáticas dentro e fora do corpo. Nessa porção foram identificadas 05 variedades principais do granito e rochas metassedimentares de baixo grau.

As variedades mais abundantes do granito correspondem aos monzo e sienogranitos porfiróides rapakivi de coloração rosa. São rochas muito particulares por exibirem os feldspatos potássicos de cor rosada manteados por feldspatos brancos com bastante

frequência. Essas rochas apresentam proporções variadas entre os feldspatos, variando de monzo a sienogranitos, teores de quartzo em torno de 25 – 30% e índice de cor aproximado de 7%, conferido pela presença de cristais de biotita.

Os megacristais de K-feldspato, manteados ou não por plagioclásio, podem ocorrer com proporções variadas chegando a teores críticos, onde a matriz não pode ser facilmente reconhecida. Esse megacristais podem apresentar tamanhos de até 5 cm (fotografia 1).

Nos casos onde o teor de megacristais de feldspato é muito elevado, o que se observa é um aspecto cumulático, onde os cristais de feldspato representam a fase de *cumulus* e minerais máficos se cristalizam nos interstícios, representando a fase *intercumulus*, aspecto já apontado por Dehler (2000) (fotografia 2).



Fotografia 1: Sienogranito porfirítico grosso com textura rapakivi bem evidente e megacristais de K-feldspato arredondados manteados por plagioclásio com tamanhos centimétricos. Fotografia 2: Sienogranito apresentando aspecto cumulático com megacristais de K-feldspato bem compactados apresentando minerais máficos intersticiais. Nesse caso, quase não se observa a presença de uma matriz bem definida.

Em alguns casos, é possível inferir mais de um evento de cristalização de feldspatos, onde se pode estimar uma sequência de cristalização núcleo-borda com k-feldspato rosa, plagioclásio e k-feldspato, conferindo uma textura anti-rapakivi (fotografia 3). Nas fases potássicas podem ocorrer inclusões concêntricas de finos cristais de biotita.

Sienogranitos equigranulares médios ocorrem como veios de aproximadamente 15 centímetros que cortam as variedades descritas acima. São rochas de cor rosada e apresentam enriquecimento em quartzo em detrimento a um empobrecimento em plagioclásio e máficos com índice de cor aproximado de 2 - 3%.

Variedades de composição semelhante à anterior ocorrem com um aspecto pórfiro, onde podem ocorrer megacristais centimétricos de feldspatos em meio a matriz sienogranítica média com índice de cor de 2 – 4% (fotografia 4). Essas variedades ocorrem

como rochas compostas por uma matriz média e megacristais de até 1 cm. Normalmente, essas rochas estão associadas com as variedades mais grosseiras na forma de bolsões ou veios. O que se pode observar que é esses megacristais possam ter sido assimilados das fases mais grossas pelas fases de granulação média.



Fotografia 3: Evidências de ciclos de cristalização de feldspatos com núcleos potássicos que passam para anéis de plagioclásio e, por fim, cristalização de K-feldspato, dando origem a textura do tipo anti-rapakivi; Fotografia 4: Rocha com aspecto pórfiro de matriz média em contato com rochas grossas. Nesse caso é possível observar uma assimilação dos cristais da porção grossa pela rocha de granulação média.

Por fim, a última fácies encontrada representa uma rocha de composição máfica com cerca de 30 – 35% de anfibólio e, normalmente, ocorrem bem alterados por processos intempéricos e exibindo uma forte foliação milonítica. Essas rochas ocorrem no limite sul do corpo, próximo à zona de cisalhamento Pirapora. As medidas de foliação tomadas em cerca de 4 pontos realizados nesse litotipo apresentam dados concordantes com a direção da zona de cisalhamento que limita o corpo a sul (fotografia 5).

Rochas muito alteradas por processos hidrotermais foram observadas no interior do corpo, próximo a uma zona de cisalhamento interna, onde se formam milonitos de cor verde-oliva, cujo único mineral poupado desse processo é o quartzo, que permanece no interior matriz verde na forma de cristais estirados. Nessas rochas são encontrados minerais de cor azul e vermelha além de capas de cor ocre, provavelmente derivada a partir da alteração supergênica de sulfetos (fotografia 6).



Fotografia 5: Rocha máfica de composição quartzo diorítica foliada aflorando na forma de barranco e exibindo fortes feições de alteração intempérica; Fotografia 6: Rocha de coloração verde com capa de alteração de cor ocre em zona intensamente hidrotermalizada com rochas compostas por quartzo e agregados hidrotermais de sericita.

Rochas metassedimentares foram observadas próximas ao contato intrusivo do corpo e foram identificadas como filitos e filitos grafitosos do Grupo São Roque, que por vezes ocorrem cortados por veios de coloração branca, de difícil identificação devido ao elevado grau de intemperismo.

8.2 – Petrografia

Foram descritas cerca de 40 lâminas do Granito São Francisco, das quais 20 foram coletadas pelo orientador do presente trabalho e uma orientada de doutorado e 20, coletadas a partir do trabalho de campo realizado no mês de maio pelo próprio autor.

Os estudos petrográficos foram realizados no Instituto de Geociências durante os meses de junho e julho com o auxílio do microscópio Olympus BX-40, com o intuito de identificar os principais litotipos, reconhecer seus aspectos mineralógicos e texturais e de caracterizar os tipos e estilos de alteração hidrotermal nessas rochas.

Vale ressaltar que algumas das seções delgadas não apresentam valor representativo da rocha como um todo, dada a sua granulação grosseira com megacristais de K-feldspato de tamanhos centimétricos.

As variedades petrográficas e os estilos de alteração hidrotermal serão apresentados detalhadamente a seguir.

8.2.1 – Petrografia das variedades magmáticas

Neste item serão descritas as variedades amostradas durante os trabalhos de campo realizados pelo presente autor, adicionalmente às coletadas previamente pelo orientador deste projeto, a fim de identificar a mineralogia primária e suas relações texturais, identificação de texturas e estruturas que forneçam informações sobre a evolução magmática das rochas que compõem o Granito São Francisco. A classificação das rochas foi realizada com base nas proporções modais de acordo com o diagrama de Streckeisen de 1976, com os aspectos texturais e com base na cor das rochas. Os principais litotipos encontram-se descritos de forma detalhada a seguir.

8.2.1.1 – Monzogranitos porfiróides rapakivi rosa

Essa unidade apresenta a maior abundância dentre as variedades encontradas ao longo dos trabalhos de campo realizados no limite oriental do granito. Essas rochas apresentam coloração rosa e textura porfirítica, onde os fenocristais de k-feldspato podem ocorrer como núcleos arredondados manteados por plagioclásio exibindo aspecto euédrico ou arredondado (fotomicrografia 1).

São rochas que exibem estrutura maciça no geral, embora possam ocorrer variedades onde os megacristais de feldspato se dispõem de modo orientado, conferindo uma foliação de fluxo magmático ou com indícios de deformação em estado sólido (fotomicrografia 2).

A textura típica dessas rochas é granular hipidiomórfica com fenocristais de feldspato e índice de cor que varia entre 7 e 10% conferidos pela presença de cristais de biotita.

O quartzo ocorre como cristais anédricos dispersos na matriz com tamanhos que variam de 0,3 – 3,0mm e podem apresentar extinção ondulante. Normalmente, esse cristais apresentam contatos interlobados com cristais de feldspato e também podem ocorrer como mimerquitas próximas aos contatos entre plagioclásio e k-feldspato (fotomicrografia 3) ou como intercrescimentos granofíricos intersticiais de cristalização tardia.

Os cristais de k-feldspato ocorrem tanto na matriz, na forma de cristais subédricos com tamanhos de aproximadamente 1 mm, quanto na forma de núcleos arredondados pertíticos com lamelas de exsolução bem desenvolvidas do tipo *string* nos megacristais manteados por plagioclásio com tamanhos aproximados de 4 cm.

Por vezes, os megacristais podem apresentar um grau de compactação elevado, o que confere um aspecto cumulático a rocha, onde os megacristais representam a fase *cumulus* e cristais de biotita e opacos, a fase *intercumulus*.

O plagioclásio encontra-se na forma pequenos cristais dispersos na matriz, ou como mantos que sobrecrecem os k-feldspatos. Formam cristais com geminação bem desenvolvida e, em alguns casos, um aspecto bem límpido, embora possam ocorrer levemente sericitizados (fotomicrografia 4). O teor da molécula de anortita medido foi de aproximadamente 7%, caracterizando o plagioclásio como uma albita.

Os minerais máficos exibem fortes feições de processos pós-magmáticos aos quais essas rochas foram submetidas, de modo que o que se observa da mineralogia máfica primária da rocha são minerais opacos e núcleos preservados de biotita de coloração marrom a avermelhada (fotomicrografia 5) dispersos entre agregados de clorita, fluorita, sericita e quartzo de origem hidrotermal. Esses processos podem levar a formação de pseudomorfos de biotita com a total substituição da fase magmática para fases hidrotermais, de modo que o reconhecimento da antiga fase magmática se dá pelo tamanho, forma e pelas lamelas de exsolução de minerais opacos como produto da alteração dos minerais primários.

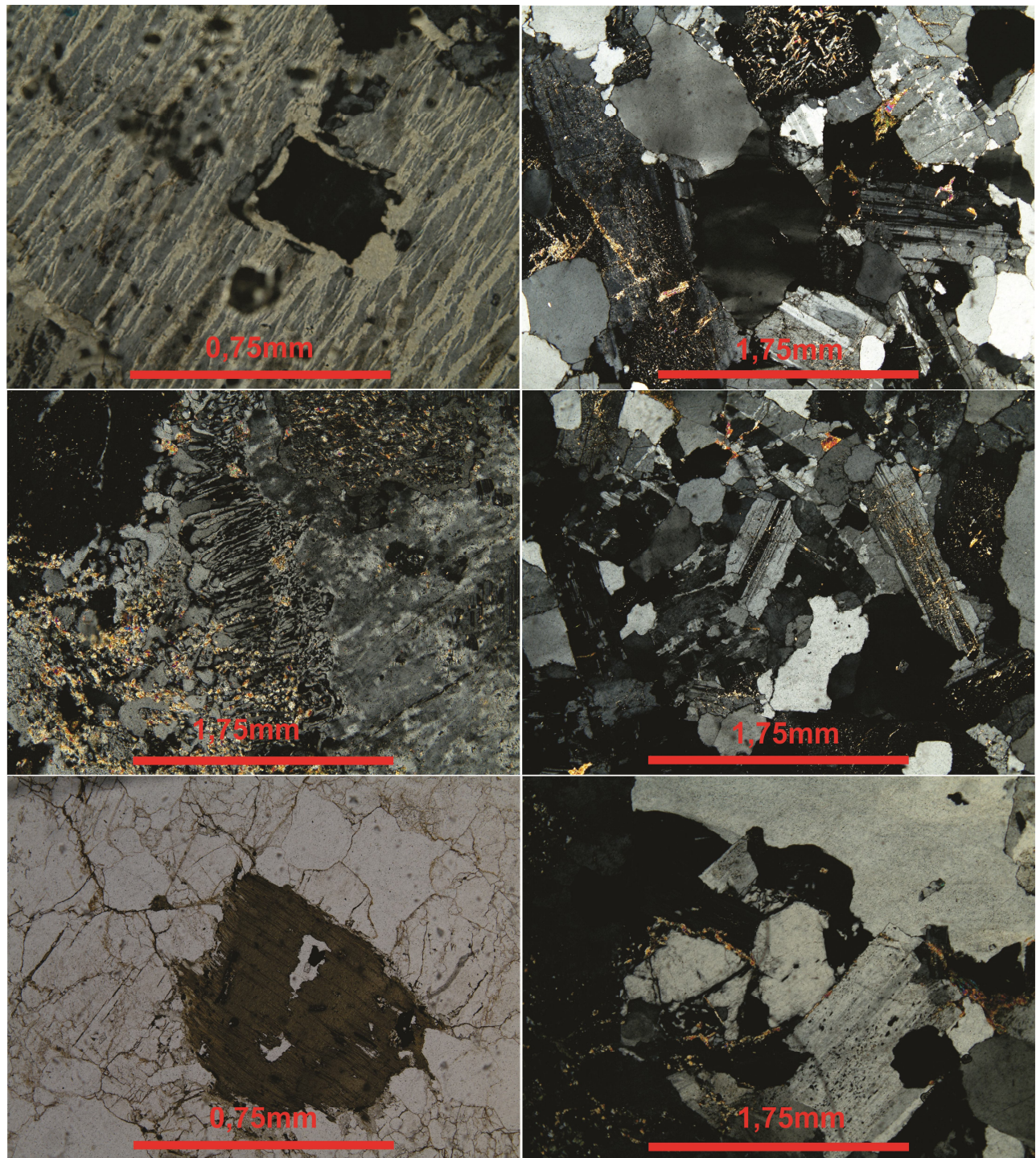
Cristais de topázio e opacos ocorrem frequentemente como minerais acessórios e podem estar associados às fases magmáticas ou com os produtos da alteração (fotomicrografia 6).

Como minerais de alteração, frequentemente são encontrados agregados de clorita, sericita, fluorita, opacos e quartzo alterando os minerais máficos.

8.2.1.2 – *Sienogranitos porfiróides rapakivi rosa*

Rochas de coloração rosa, estrutura maciça e textura porfirítica com megacristais que exibem texturas do tipo rapakivi compõem essa unidade, de modo que o que difere esta unidade da descrita anteriormente é a menor frequência de sobrecrecimento de plagioclásio em k-feldspato, conferindo um menor teor de plagioclásio para essas rochas.

Essas rochas apresentam textura granular hipidiomórfica com predomínio de alguns cristais subédricos como os plagioclásios e quantidades menores de minerais anédricos como os cristais de quartzo encontrados na matriz (fotomicrografia 7).



Fotomicrografia 1: Megacristal centimétrico de k-feldspato pertítico; Fotomicrografia 2: Quartzo apresentando extinção ondulante devido à deformação de estado sólido; Fotomicrografia 3: Presença de mimerquitas no contato entre o megacristal de k-feldspato e a borda albitica; Fotomicrografia 4: Cristais de plagioclásio sericitizados na matriz dos monzogranito rapakivi porfíricos; Fotomicrografia 5: Cristal de biotita de origem magmática com tons pleocróicos que variam entre marrom-vermelho. Notar presença de inclusão de zircão; Fotomicrografia 6: Cristal de topázio associado aos cristais de albita.

Nessa unidade o quartzo se encontra na forma de cristais dispersos na matriz da rocha com aspecto anédrico e contatos interlobados com cristais de feldspato e tamanhos que variam entre 1 – 4 mm e podem exibir extinção ondulante. Em alguns casos, os cristais de quartzo exibem indícios de cristalização tardia, como o sobrecrecimento em cristais de k-feldspato pertítico, exibindo inclusões de k-feldspato em continuidade óptica.

Os cristais de k-feldspato são descritos tanto na matriz, com granulação mais fina, ou na forma de núcleos pertíticos de tamanho centimétrico sobrecrecidos por plagioclásio, dando origem a texturas do tipo rapakivi (fotomicrografia 11).

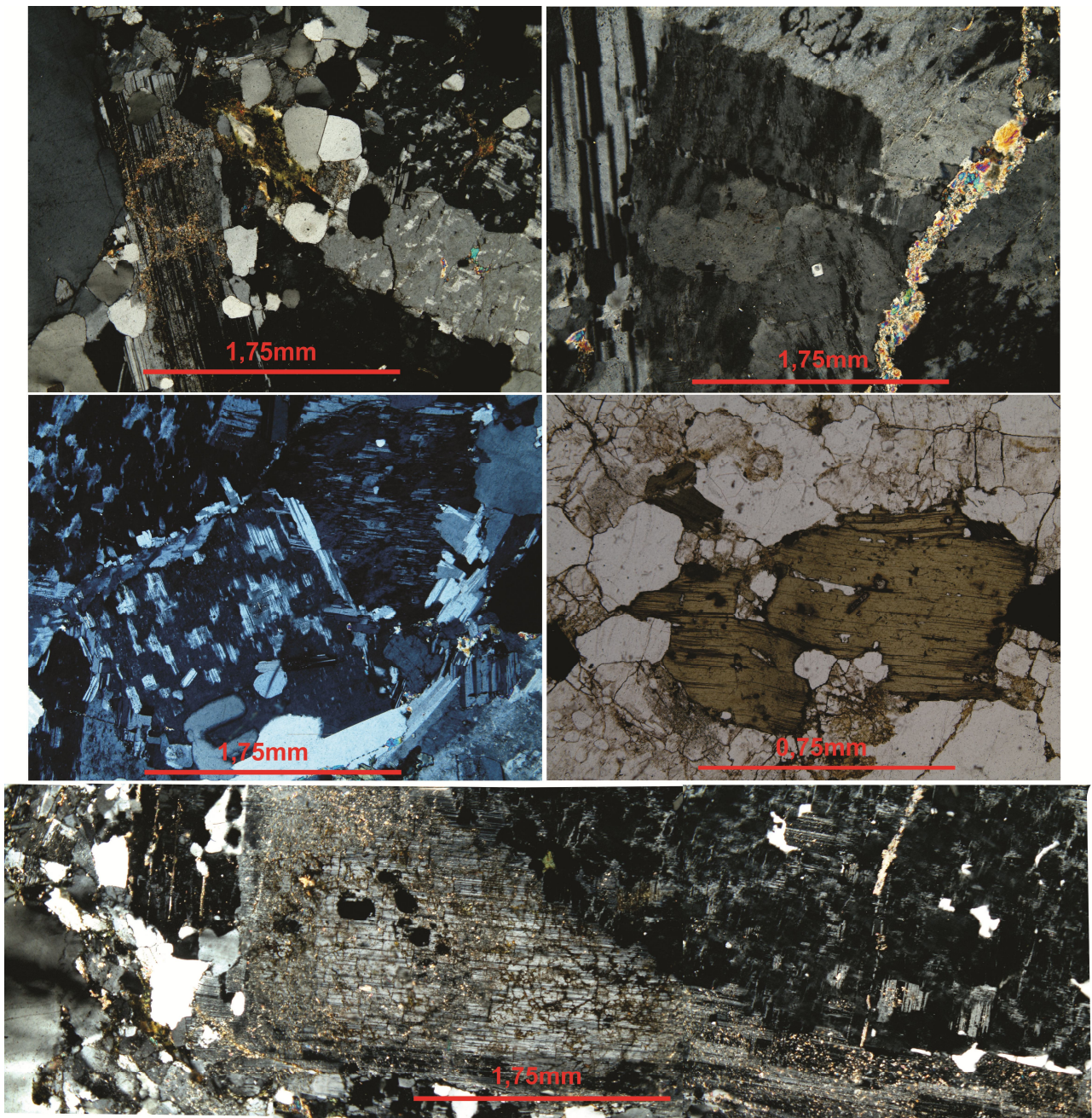
Assim como nas bordas, alguns cristais de k-feldspato podem apresentar microfraturas preenchidas por finos cristais de albita (fotomicrografia 8).

Os cristais de plagioclásio, caracterizado como albita, ocorrem com tamanhos de até 1 mm associados aos k-feldspatos como bordas albiticas ou lamelas de exsolução que podem chegar a formar grandes núcleos de geminação dentro das fases hospedeiras (fotomicrografia 9). Esses minerais exibem geminações bem desenvolvidas e um aspecto mais límpido, quando comparados aos k-feldspatos.

A biotita representa a fase máfica principal, apresenta tons pleocróicos que variam entre castanho e marrom escuro (fotomicrografia 10) e pode encontrar-se parcial ou totalmente substituídas por minerais de origem hidrotermal, da forma que são reconhecidos pequenos núcleos poupados da alteração em meio a agregados de clorita, fluorita, sericita, opacos e quartzo e também pseudomorfos, identificados pela forma e tamanho dos agregados de alteração.

Normalmente, esses cristais de biotita possuem coloração marrom-avermelhada e podem apresentar inclusões de zircão responsáveis pela geração de halos pleocróicos, que podem ser reconhecidos mesmo nos agregados de origem pós-magmática.

Os minerais típicos da alteração tardi a pós-magmática são caracterizados por sericita, que formam pequenas venulações e bolsões permeando a mineralogia primária, clorita, que ocorre associada a esses veios, mas também podem alterar seletivamente os minerais máficos presentes na rocha, fluorita e opacos, que são gerados como subprodutos da substituição da biotita por clorita e topázio.



Fotomicrografia 7: Aspecto textural geral das rochas com cristais euédricos a subédricos de feldspatos e anédricos ou arredondados de quartzo; Fotomicrografia 8: Microfratura em k-feldspato pertítico preenchido por pequenos cristais de albita hidrotermal e cortado pela alteração sericitica; Fotomicrografia 9: Formação de albitas hidrotermais bem geminadas e límpidas a partir de lamelas de exsolução em k-feldspatos; Fotomicrografia 10: Cristal de biotita magmática com tons pleocróicos entre marrom-vermelho e com a presença de inclusões de zircão; Fotomicrografia 11: Megacristal centimétrico de k-feldspato pertítico manteado por bordas albíticas de origem hidrotermal com fortes impressões da sericitização posterior.

8.2.1.3 – *Sienogranito médio equigranular rosa*

A unidade dos sienogranitos médios representa uma associação de ocorrência mais restrita e quase sempre está associada às rochas de granulação mais grossa na forma de bolsões ou diques. De modo geral, essas rochas se diferenciam das descritas anteriormente pela textura, onde a granulação é mais fina com cristais de tamanho médio de 2 – 4mm e a variação granulométrica é menor e também pela composição mineral, onde ocorre um aumento na proporção de k-feldspato em relação ao plagioclásio, um aumento no teor de quartzo e uma queda no índice de cor, por volta de 2 – 3% (fotomicrografia 12).

A textura é hipidiomórfica com predomínio de cristais euédricos a subédricos de feldspatos e anédricos de quartzo, que apresentam formas arredondadas. Um aspecto particular dessas rochas é a forma de ocorrência dos minerais máficos de modo intersticial aos cristais de quartzo e plagioclásio.

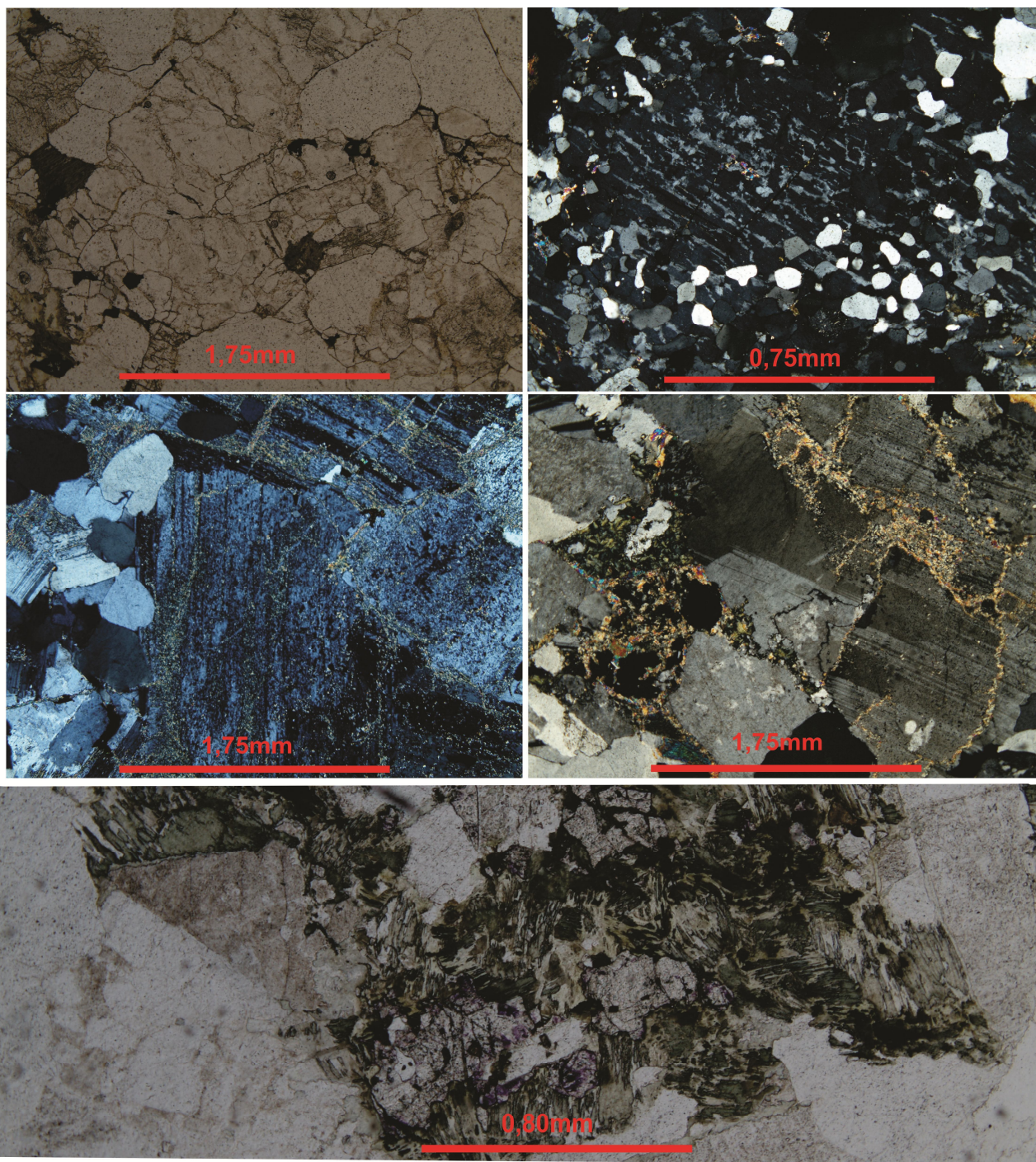
O quartzo ocorre como cristais de tamanhos que variam entre 2 – 3 mm e exibe um aspecto arredondado e extinção ondulante. Normalmente, esse mineral ocorre na matriz da rocha com tamanhos médios de 2 mm, como grandes cristais de até 3 mm ou como inclusões gótulares concêntricas em feldspatos (fotomicrografia 13).

Os cristais de k-feldspato são euédricos, peritíticos e ocorrem com cristais de tamanhos médios por volta de 2 - 4 mm. Esses minerais podem apresentar inclusões de quartzo com extinção ondulante de modo concêntrico próximas aos limites do cristal.

O plagioclásio ocorre como cristais euédricos ripiformes com geminações segundo a lei da albita bem desenvolvidas que podem estar deformadas em alguns casos. Um aspecto comum nos plagioclásios é a presença de uma intensa sericitização, conferindo um aspecto turbido a esses minerais quando observados ao microscópio (fotomicrografia 14).

A mineralogia máfica é constituída basicamente por biotita de cor marrom-acastanhada e opacos, que ocorrem quase sempre associados preenchendo interstícios de tamanhos médios de 0,5 mm entre as fases félsicas.

Agregados de clorita e sericita representam fases acessórias e derivam da alteração pós-magmática dos cristais de biotita e plagioclásio, respectivamente (fotomicrografias 15 e 16).



Fotomicrografia 12: Minerais máficos encontrados de forma intersticial; Fotomicrografia 13: Inclusões de quartzo com aspecto goticular e de forma concêntrica em cristal de k-feldspato; Fotomicrografia 14: Intensa sericitização dos plagioclásios; Fotomicrografia 15: Agregados de clorita, sericita e opacos à esquerda e intensa sericitização dos plagioclásios à direita; Fotomicrografia 16: Agregados de clorita, sericita, opacos e fluorita substituindo antigo de cristal de biotita magmática. Em algumas porções, onde o mineral foi poupado da alteração, ainda é possível reconhecer a biotita de origem magmática com a coloração típica marrom-avermelhada.

8.2.1.4 – Sienogranito médio porfirítico rosa

Essa unidade normalmente é encontrada associada às variedades mais grosseiras e se assemelha muito a unidade dos sienogranitos equigranulares médios, porém com a presença de megacristais. Esses megacristais são muito semelhantes aos cristais presentes nas variedades grossas e, em alguns casos, pode-se observar que os mesmos foram assimilados em graus diversos pela variedade de sienogranitos médios.

Macroscopicamente são rochas de cor rosada, estrutura maciça e apresentam textura porfirítica com megacristais de feldspato em uma matriz de granulação aproximada de 1 – 2 mm. Biotita e opacos caracterizam as fases máficas e possuem ocorrência mais restrita, representando cerca de 2 – 4% da mineralogia total da rocha (fotomicrografia 17).

Em escala microscópica, essas rochas apresentam textura hipidiomórfica com predomínio de cristais subédricos de k-feldspato e plagioclásio e anédricos de quartzo. Ocorre um predomínio da matriz de granulometria média e alguns poucos megacristais de feldspato com tamanhos que podem chegar a 1,0 cm. Os processos de deformação e alteração hidrotermal são responsáveis por mudanças composicionais e texturais nessas rochas (fotomicrografia 18).

O quartzo ocorre como cristais de tamanhos que variam entre 2 – 3 mm sem faces bem desenvolvidas, apresentando contatos irregulares com as demais fases minerais. Em alguns casos, os cristais de quartzo são encontrados com formas arredondadas e exibem extinção ondulante.

Os cristais de k-feldspato podem ocorrer tanto na matriz, quanto na forma de megacristais que podem ter tamanhos aproximados de 1 cm. Geralmente esses cristais de k-feldspatos apresentam lamelas de exsolução do tipo *string*. Inclusões de quartzo com aspecto de gotas são frequentemente encontrados nesses minerais.

O plagioclásio apresenta uma ocorrência mais restrita, perfazendo cerca de 15% como cristais subédricos a euédricos em formas de ripas com geminações bem desenvolvidas. Os geminados encontram-se dispostos de maneira retilínea, curvilínea ou até mesmo de forma descontínua, onde podem ser reconhecidos microplanos de falha nos cristais (fotomicrografia 19).

Cristais de biotita são encontrados intersticialmente e associados aos minerais opacos. Suas cores variam de marrom a vermelhos intensos e podem apresentar halos pleocróicos devido às inclusões de zircão. Frequentemente, esses minerais podem apresentar tons anômalos devido aos processos de alteração pós-magmático aos quais as rochas foram submetidas. Nesse momento, os cristais de biotita são alterados para agregados menores de clorita e sericita.

Epidoto, clorita, sericita, fluorita e opacos são os típicos minerais de alteração e substituem total ou parcialmente os cristais de feldspato e biotita.

8.2.1.5 – *Quartzo monzodiorito*

A unidade dos quartzo monzodioritos apresenta uma ocorrência restrita ao limite sul do Granito São Francisco, próxima a Zona de Cisalhamento de Pirapora.

Em campo, o que se observa é uma forte foliação nessas rochas com um caráter milonítico onde são geradas dobras associadas ao cisalhamento. No geral a atitude dessa foliação é concordante com o limite do corpo e, conseqüentemente, com a zona de cisalhamento.

Essas rochas apresentam colorações cinza escuras que podem chegar a gerar tons avermelhados e até roxos devido aos processos de alteração intempérica dos minerais ferro-magnesianos presentes na rocha.

Essas rochas apresentam granulação fina e texturas hipidiomórficas, embora algumas amostras apresentem feições de deformação tão intensas, que são geradas feições miloníticas nas rochas com foliação e textura metamórficas. Também é possível observar um bandamento composicional que alterna bandas félsicas e bandas máficas compostas por anfibólio (fotomicrografias 20 e 21).

O quartzo possui ocorrência restrita na forma de pequenos cristais orientados na direção da foliação associado a bandas ricas em plagioclásio.

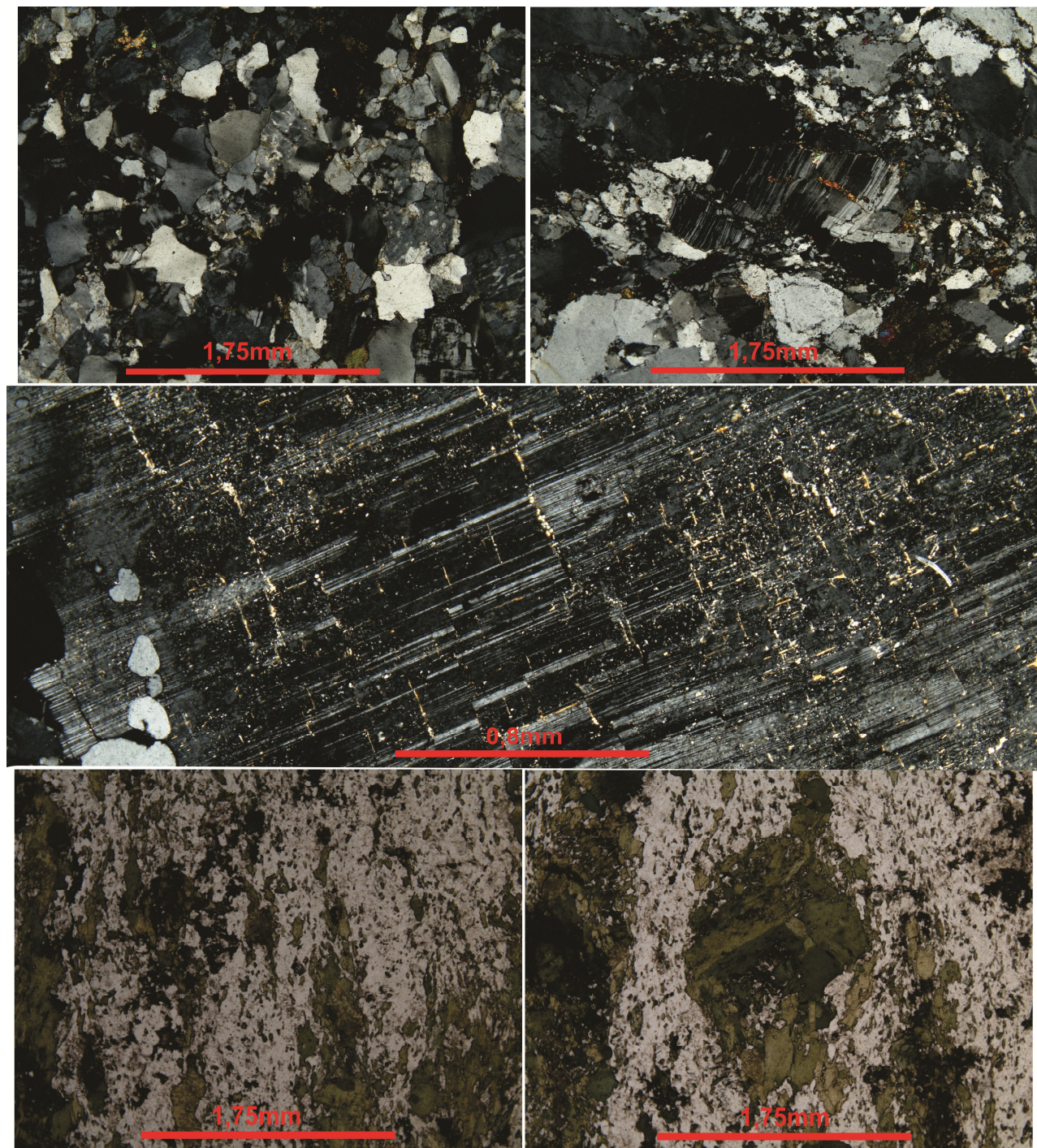
Cristais de plagioclásio representam a fase félsica principal e ocorrem como cristais de granulação fina, assim como o quartzo.

O anfibólio compõe cerca de 30-40% da mineralogia da rocha e ocorre segregado em bandas que apresentam uma variação granulométrica maior que as bandas félsicas, podendo apresentar cristais de tamanhos médios.

Minerais máficos ocorrem como acessórios e agregados de epidoto de origem tardia são as típicas feições de alteração pós-magmática.

8.2.2 – *Tipos e estilos de alteração hidrotermal*

Nesse item serão descritos os principais tipos e estilos de alteração tardi e pós-magmáticas encontradas no Granito São Francisco e sua classificação terá como base as classificações citadas no capítulo sobre o estudo das alterações hidrotermais.



Fotomicrografia 17: Aspecto textural geral da rocha com cristais subédricos de feldspato e anédricos de quartzo; Fotomicrografia 18: Feições de deformação presentes nos geminados dos plagioclásios com presença de veios de epidoto nas fraturas; Fotomicrografia 19: Feições de deformação nos geminados de bordas albiticas dos megacristais de K-feldspato, onde podem ser reconhecidos microfalhas ao longo do cristal; Fotomicrografia 20: Aspecto textural geral dos quartzos dioríticos com presença de finas bandas onde se concentram os anfibólios de forma orientada, definindo uma foliação bem desenvolvida; Fotomicrografia 21: Aglomerado de anfibólios com um aspecto porfiroclástico e bandas alternadas de composição élsica e máfica. Notar epidotização tardia nas bandas máficas.

A assembleia mineral foi utilizada para caracterizar o tipo de alteração hidrotermal, onde foram identificados as alterações sódica, potássica, propilítica e sericítica, onde os minerais de alteração são basicamente albita, microclínio, biotita, carbonatos, clorita, epidoto, quartzo, sericita, fluorita, topázio e opacos.

Para a caracterização do estilo de alteração foi utilizado o critério estrutural, onde a alteração pode alterar a rocha formando venulações que podem evoluir para a formação de bolsões, alterar alguns minerais específicos da rocha ou alterar completamente a mineralogia preexistente, podendo ser classificadas como fissural, seletivamente pervasiva ou pervasiva, respectivamente.

8.2.2.1 – Alteração sódica

A alteração sódica é um dos principais processos pós-magmáticos e ocorre de modo pervasivo nas rochas do Granito São Francisco. Normalmente, o que se tem como produto dessa alteração é a geração de bordas albiticas nos feldspatos

magmáticos. Essas bordas apresentam-se ao microscópio como bordas geminadas e límpidas de plagioclásio, que conferem, em macroescala, a textura rapakivi ao granito, onde o núcleo de feldspatos rosados são manteados por albitas esbranquiçadas.

Uma das evidências de que esse processo é estritamente pós-magmático é o fato de que os cristais de k-feldspato pertíticos podem apresentar a cristalização de albita preenchendo fraturas geradas em estado sólido devido à deformação imposta à rocha (fotomicrografia 22).

O que se observa nessa zona de alteração é que as lamelas de exsolução dos k-feldspatos pertíticos servem como núcleos de cristalização para os feldspatos hidrotermais, de modo que a evolução do processo é capaz de fazer com o que as lamelas de exsolução escapem dos limites do cristal de k-feldspato magmático e permeie na matriz da rocha com o crescimento de albita hidrotermal.

8.2.2.2 – Alteração potássica

Quando as rochas são submetidas a esse tipo de alteração o que se observa é uma coloração rosada intensa em escala macroscópica e, ao microscópio, um aspecto túrbido dos feldspatos devido à presença de inúmeras microinclusões. Nesse caso, as rochas apresentam cores vermelhas mais intensas, devido às propriedades ópticas que o K-feldspato adquire mediante a presença dessas inclusões (fotomicrografia 23).

A alteração potássica também é responsável pela geração de biotitas hidrotermais de coloração verde, diferente das biotitas de origem magmáticas que possuem cores marrom-

acastanhadas, e apresentam textura poiquilítica com inclusões de quartzo (fotomicrografias 24 e 25).

8.2.2.3 – Alteração propilítica

Nas zonas de alteração propilítica ocorre normalmente a alteração das fases magmáticas máficas (fotomicrografia 26 e 27), caracterizando uma zona de alteração seletivamente pervasiva. São alterações de menor temperatura e sob condições mais hidratadas quando comparadas às descritas anteriormente.

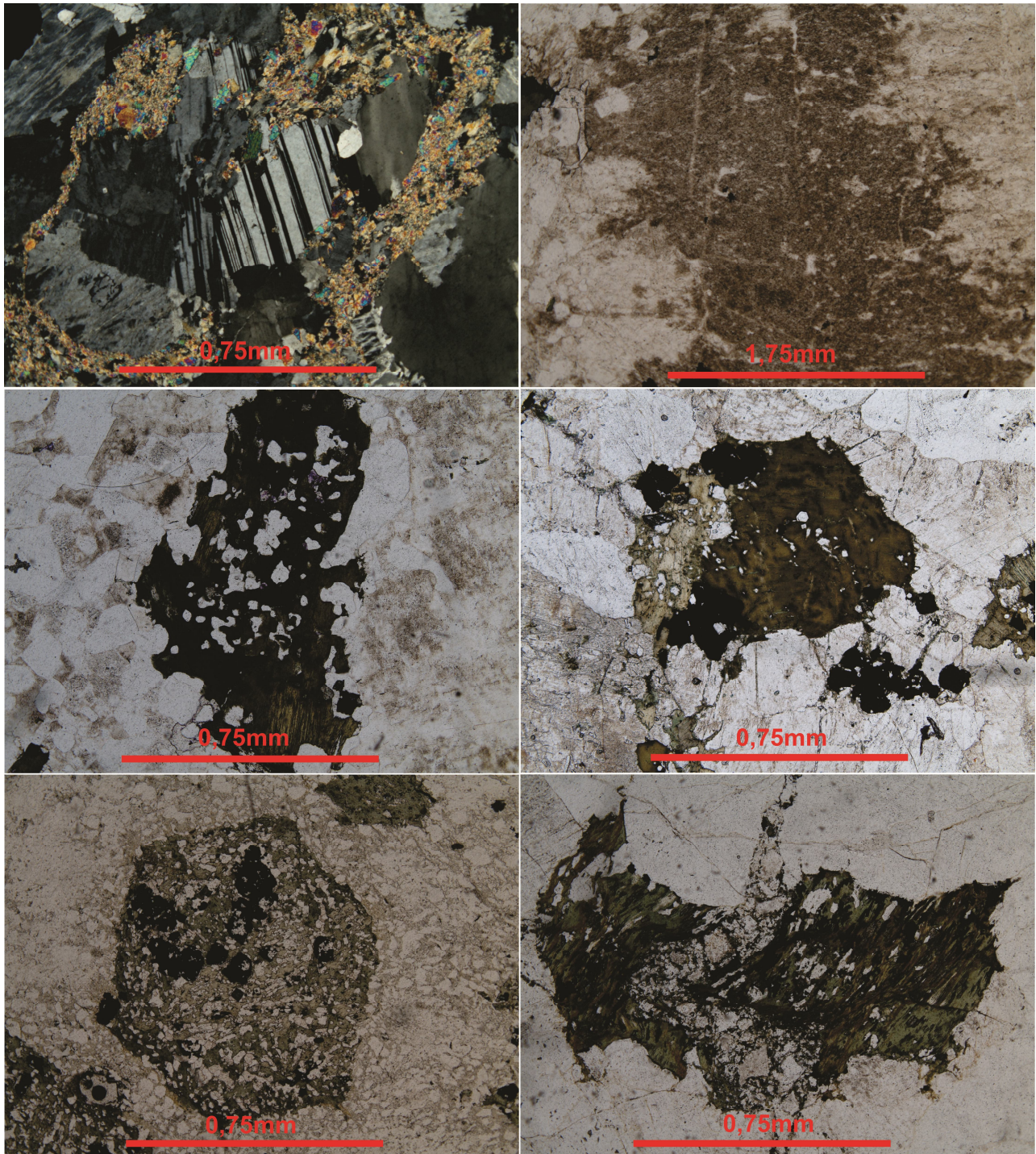
Durante esse estágio de alteração os cristais de biotita e anfibólio magmáticos são fortemente substituídos por agregados hidrotermais compostos basicamente por clorita, sericita, epidoto, carbonato, minerais opacos e fluorita.

Uma das características desse tipo de alteração é que diferentes assembleias hidrotermais são geradas de acordo com a composição do mineral original, de modo que os cristais de biotita são alterados, geram-se agregados de clorita de coloração clara com birrefringência baixa em tons de cinza, já no caso da alteração dos anfibólio, o que se observa é uma alteração para agregados de Fe-clorita de cor mais intensa e birrefringência em tons de azul e roxo (fotomicrografia 29).

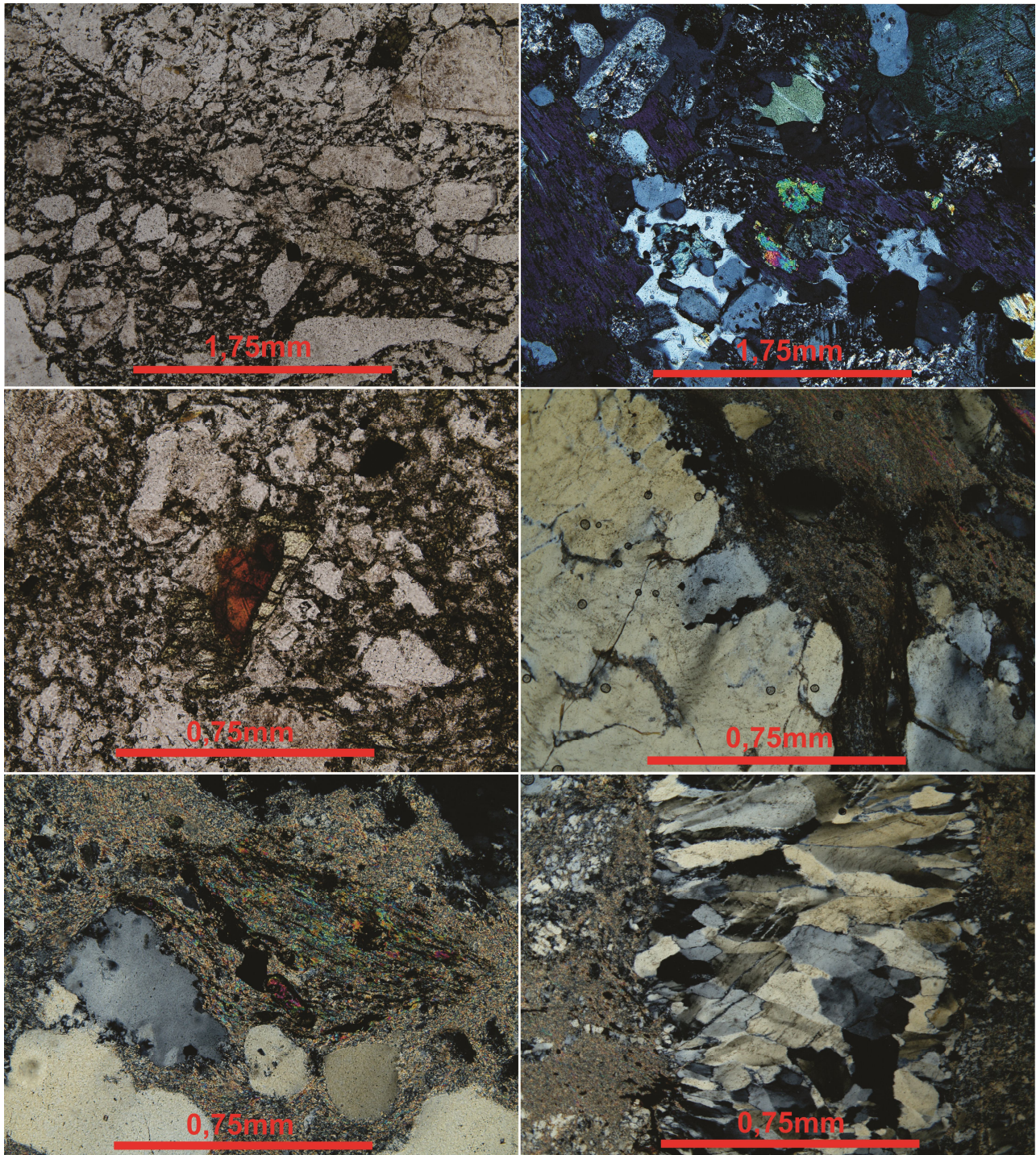
Também é comum que esse tipo de alteração se desenvolva em zonas de brechação internas ao corpo, onde são observadas feições como a quebra dos plagioclásios, evidenciado pela descontinuidade dos geminados, pelas fortes feições impressas nos cristais de quartzo e pela presença de fragmentos angulosos como produto da deformação. Nessas rochas a alteração hidrotermal é responsável pela formação de um cimento hidrotermal composto basicamente por epidoto, onde podem ocorrer albita, carbonato, quartzo, opacos e muscovita associados (fotomicrografia 28 e 30).

8.2.2.4 – Alteração sericítica

A alteração sericítica ocorre de modo fissural, na forma de finos veios que podem chegar a formar bolsões, seletivamente pervasiva, alterando principalmente os plagioclásios num processo de sericitização e de modo pervasivo, onde todos os feldspatos são alterados para micas brancas muito finas e apenas o quartzo é poupado no processo, embora apresente feições de dissolução próximas aos limites dos cristais (fotomicrografia 31).



Fotomicrografia 22: Presença de cristais de albita de origem hidrotermal tanto na forma de grandes cristais límpidos, como preenchendo fratura em cristal de K-feldspato. Notar sericitização posterior; Fotomicrografia 23: K-feldspato da zona de alteração potássica com aspecto túrbido devido à presença de finas inclusões de hematita; Fotomicrografias 24 e 25: cristais de biotita de origem hidrotermal com pleocroísmo em tons de verde, aspecto poiquilítico e com cristais de fluorita associados; Fotomicrografia 26: Provável pseudomorfo de anfibólio com formato bem regular substituído por clorita e com exsolução de opacos; Fotomicrografia 27: cristal de biotita parcialmente substituído por clorita, opacos e titanita internamente brechado.



Fotomicrografia 28: Zona de alteração propilítica em rocha com aspecto brechóide. Ocorre a cimentação por albita, clorita, epidoto e carbonato; Fotomicrografia 29: Zona de alteração propilítica com pseudomorfos substituídos por Fe-clorita e epidoto; Fotomicrografia 30: Mineral acessório não identificado de cor laranja e com forte zoneamento; Fotomicrografia 31: Feições de dissolução no quartzo em rocha da zona de alteração sericítica; Fotomicrografia 32: Pseudomorfo de biotita substituído por sericita com exsolução de opacos lamelares e inclusão de zircão; Fotomicrografia 33: Veio de quartzo drusiforme tardio em relação a zona de alteração sericítica.

Geralmente esse processo ocorre após as alterações de mais alta temperatura citadas anteriormente, de modo que os veios de alteração cortam rochas previamente alteradas.

Quando o grau de alteração é menos intenso, é possível observar a formação de microveios e pequenos bolsões compostos por muscovita e opacos ou a alteração dos feldspatos magmáticos para finos cristais de muscovita. Um aspecto comum desse tipo de alteração é que, normalmente, os veios de sericita seccionam bordas albiticas, evidenciando uma evolução do sistema que se inicia com a zona de alteração sódica e evolui para uma alteração de mais baixa temperatura sob condições mais hidratadas, caracterizada pela zona de alteração sericítica.

Em zonas de cisalhamento internas ao corpo foram descritas rochas com coloração verde que são compostas basicamente por quartzo, sericita e opacos e exibem fortes feições de deformação como a intensa foliação milonítica e o estiramento dos cristais de quartzo. Nessas rochas é possível observar pseudomorfos das fases magmáticas como os cristais de biotita, onde as micas apresentam uma granulação mais grossa que o restante na matriz e opacos na forma de lamelas como produtos da exsolução do componente rico em ferro da biotita que não é incorporado na estrutura da sericita (fotomicrografia 32). Por vezes, é possível observar veios de quartzo drusiformes tardios em relação a alteração sericítica.

8.3 – Susceptibilidade magnética

Durante as atividades de campo, cerca de 40 medidas de susceptibilidade magnética (SM) foram efetuadas em seções frescas de afloramentos e amostras do Granito São Francisco. As medidas foram realizadas no campo, com susceptímetro portátil da GF Instruments, sobre superfícies planas e isentas de alterações intempéricas.

Normalmente, em rochas graníticas a SM é caracterizada pela presença de minerais magnéticos como a magnetita e a ilmenita.

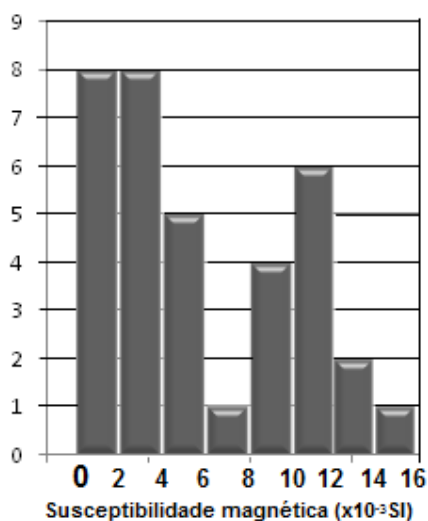
Os resultados, expressos na notação internacional (SI) estão apresentados na forma de histograma e serão discutidos a seguir (Histograma 1).

Como pode ser observado no histograma, os valores de SM apresentam uma distribuição bimodal, com um moda entre $0 - 4 \times 10^{-3}$ SI e outra situada entre $10 - 12 \times 10^{-3}$ SI. Outra característica presente no histograma é a baixa frequência para valores intermediários ($6 - 8 \times 10^{-3}$ SI) e muito altos ($14 - 16 \times 10^{-3}$ SI), onde apenas uma medida representa cada uma das classes.

Os menores valores de SM presentes nas rochas do Granito São Francisco foram encontrados na zona de alteração sericítica, onde afloram rochas compostas basicamente por muscovita e quartzo de coloração esverdeada. Nessas rochas os valores de SM se concentram entre $0,004 - 0,068 \times 10^{-3}$ SI.

Amostras mais poupadas dos processos pós-magmáticos tendem a apresentar valores distintos, variando conforme suas características texturais. Rochas com textura rapakivi de granulação mais grossa apresentam valores de SM entre $2 - 6 \times 10^{-3}$ SI. Diferentemente, as rochas de granulação média apresentam valores maiores que variam entre $8 - 13 \times 10^{-3}$ SI.

As rochas presentes na zona de alteração propilítica apresentam os maiores valores de SM, podendo chegar a valores de até $15,6 \times 10^{-3}$ SI. Isso se deve principalmente a presença abundante de magnetita (e ilmenita) associada aos aglomerados de origem hidrotermal e ao processo de cimentação hidrotermal de zonas de brechas.



Histograma 1: Histograma com a distribuição das frequências para os valores de susceptibilidade magnética

8.4 - Mineralogia: aspectos texturais e químicos

Análises de microscopia eletrônica de varredura e análises pontuais por dispersão de energias (EDS) foram efetuadas na microsonda eletrônica JEOL, modelo JXA 8600, do Núcleo de Pesquisa Geoanalítica da Universidade de São Paulo. Devido ao não funcionamento do equipamento, análises pontuais quantitativas por dispersão de comprimentos de onda (WDS) não puderam ser efetuadas.

Imagens de elétrons retro-espalhados (BSE) foram efetuadas para ressaltar os contrastes composicionais, refletidos no número atômico médio da superfície amostrada. As condições analíticas foram 15 kV para a voltagem de aceleração da coluna, 20 nA e $1 \mu\text{m}$ para a corrente e o diâmetro do feixe eletrônico, respectivamente. Nas análises pontuais EDS, o tempo médio de integração de contagens foi mantido em geral em 100 segundos. Foram analisadas 6 seções delgadas polidas, previamente cobertas com fina película de Carbono (ca. 250 nm) com metalizador Edwards, representativas de amostras pouco alteradas e amostras das zonas de alteração sericítica, propilítica e potássica.

Os alvos dessas análises foram os minerais formadores de rocha, acessórios e minerais típicos das zonas de alteração. Os principais minerais acessórios e/ou de alteração identificados foram ilmenita, apatita, zircão, monazita, rutilo, muscovita, biotita, clorita, epidoto, óxidos de ferro, quartzo, feldspatos, titanita, xenotima, fluorita e carbonatos de terras raras. Seus aspectos micro-estruturais, texturais e composicionais serão detalhados a seguir.

8.4.1 - Feldspatos

Os feldspatos são minerais de ocorrência bastante frequente, podendo apresentar-se como cristais dispersos na matriz ou como megacristais de tamanhos centimétricos. Das amostras analisadas, as únicas que não apresentam feldspatos são as amostras onde a alteração sericítica foi muito intensa, de modo que os cristais de feldspato foram totalmente substituídos por processos pós-magmáticos.

Uma feição comum nos megacristais de feldspato é a textura rapakivi, onde os núcleos de K-feldspato perítico são manteados por bordas de plagioclásio (imagem 1).

As análises semi-quantitativas permitiram afirmar que os cristais de K-feldspato ocorrem tanto na matriz da rocha, quanto na forma de núcleos manteados. Caracterizando, portanto, duas fases diferentes de geração desse mineral. Plagioclásios sódico-cálcicos ocorrem tanto mantendo os megacristais, quanto na matriz, na forma de cristais menores.

Na zona de albitização o que se observa é a presença de plagioclásios sódicos hidrotermais que iniciam seu crescimento nas lamelas de exsolução dos feldspatos períticos e podem chegar às porções externas dos cristais em zonas onde o processo é mais intenso.

O que se observa na zona de alteração potássica é a presença de pequenas porções de K-feldspato tanto nas lamelas de exsolução albitizadas, quanto nas bordas de composição oligoclásica nos megacristais. Esses pequenos cristais de K-feldspatos ocorrem associados às pequenas inclusões de hematitas, o que confere uma coloração rosa intensa à rocha e um aspecto túrbido aos feldspatos quando observado ao microscópio petrográfico.

Para uma classificação mais detalhada, foram utilizados dados de química mineral encontrados no trabalho de Dehler (2000). A apresentação desses dados encontra-se no diagrama ternário Ab-Or-Na (diagrama 2), onde foram plotados análises dos plagioclásios menores encontrados na matriz e dos plagioclásios na forma de manto em megacristais de K-feldspato.

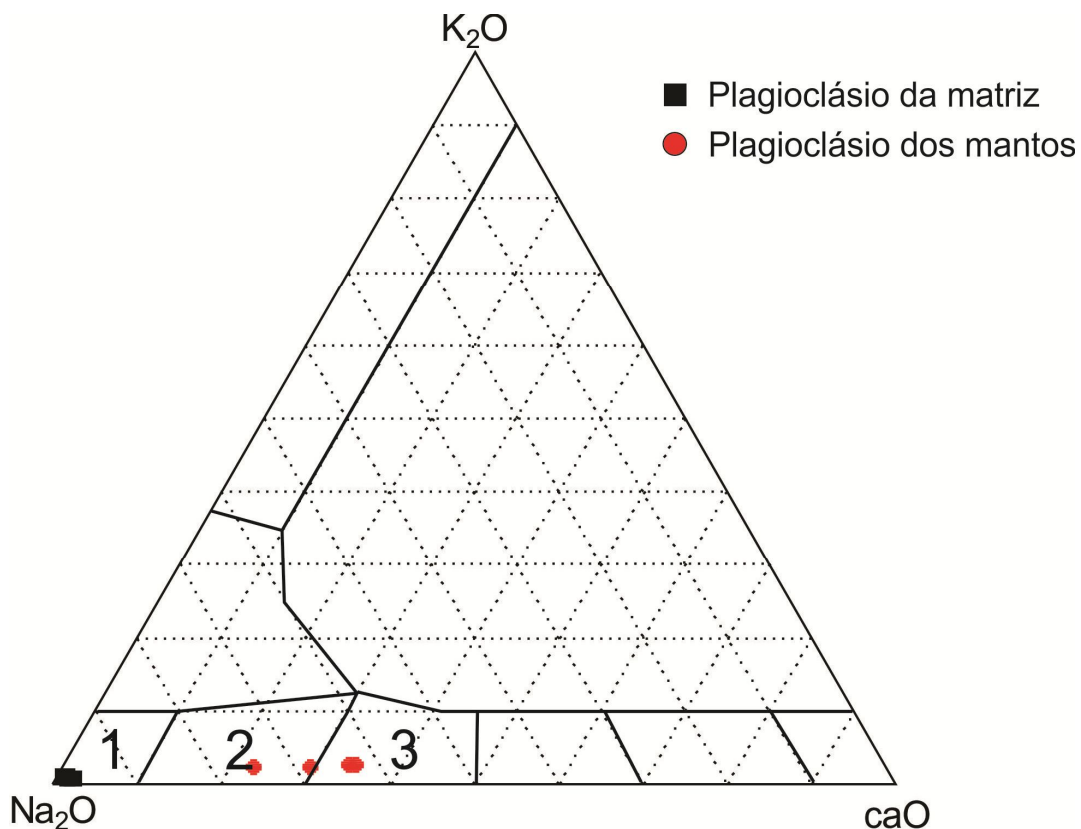


Diagrama 2: análises composicionais em plagioclásios da matriz e mantos de plagioclásio em K-feldspato.

A análise desses dados nos indica uma maior participação da molécula de Anortita nos plagioclásios do manto, sendo classificados como Oligoclásio e Andesina, quando comparados aos plagioclásios da matriz, que plotam no campo da albita.

8.4.2 - Biotita

Em praticamente todas as lâminas foram reconhecidos cristais de biotita, excetuando aquelas da zona de alteração sericítica, onde são reconhecíveis apenas seus pseudomorfos substituídos por mica branca com presença de lamelas de opacos exsolvidos como produto da alteração.

Para esse mineral são reconhecidas duas fases de geração, sendo uma de origem magmática e outra hidrotermal. Os cristais de biotita primários ocorrem nas amostras menos alteradas ou como pequenos núcleos preservados da alteração pós-magmática (imagem 2). Já os cristais de origem hidrotermal costumam ocorrer como cristais poiquilíticos em amostras da zona de alteração potássica (imagem 3).

A distinção entre as duas pode ser feita pelas propriedades ópticas ao microscópio, onde a biotita magmática apresenta pleocroísmo que varia em tons de castanho e vermelho e a hidrotermal que apresenta pleocroísmo em tons de verdes e frequentes inclusões.

Outro modo de distinguir as duas gerações é o estudo das assembléias minerais com as quais as diferentes gerações ocorrem, sendo que as de origem magmática ocorrem normalmente isoladas, podendo apresentar inclusões de zircão que geram halos pleocróicos e as de origem hidrotermal costumam ocorrer associadas à apatita, hematita, ilmenita, quartzo e fluorita.

Análises semi-quantitativas foram efetuadas em cristais de biotita magmática de coloração avermelhada, biotita hidrotermal de cor verde associada à fluorita e biotitas cloritizadas. Os resultados estão apresentados no diagrama de variação composicional, onde é possível observar as diferenças entre os três grupos analisados (diagrama 3).

Os cristais de biotita magmáticos apresentam altos valores de SiO_2 , Al_2O_3 e K_2O , quando comparados aos outros dois grupos. Porém, essa classe também apresenta os menores valores para óxidos como Fe_2O_3 , MgO e MnO .

Cristais de biotita de origem hidrotermal associadas à zona de alteração potássica apresentam teores de SiO_2 , Fe_2O_3 e MgO intermediários quando comparados aos outros dois grupos. O teor de K_2O praticamente não varia entre as biotitas hidrotermais e magmáticas. Um aspecto particular a esse grupo é o alto teor de TiO_2 , com teores que variam em torno de 10%.

Os agregados de clorita de origem pós-magmática apresentam os maiores valores para os óxidos Fe_2O_3 , MgO e MnO e um relativo empobrecimento em K_2O , Al_2O_3 , TiO_2 e SiO_2 .

8.4.3 - *Muscovita*

A muscovita é um mineral típico dos estágios pós-magmáticos, caracterizando a zona de alteração sericítica pervasiva, ou de modo fissural formando veios de agregados muito finos de mica.

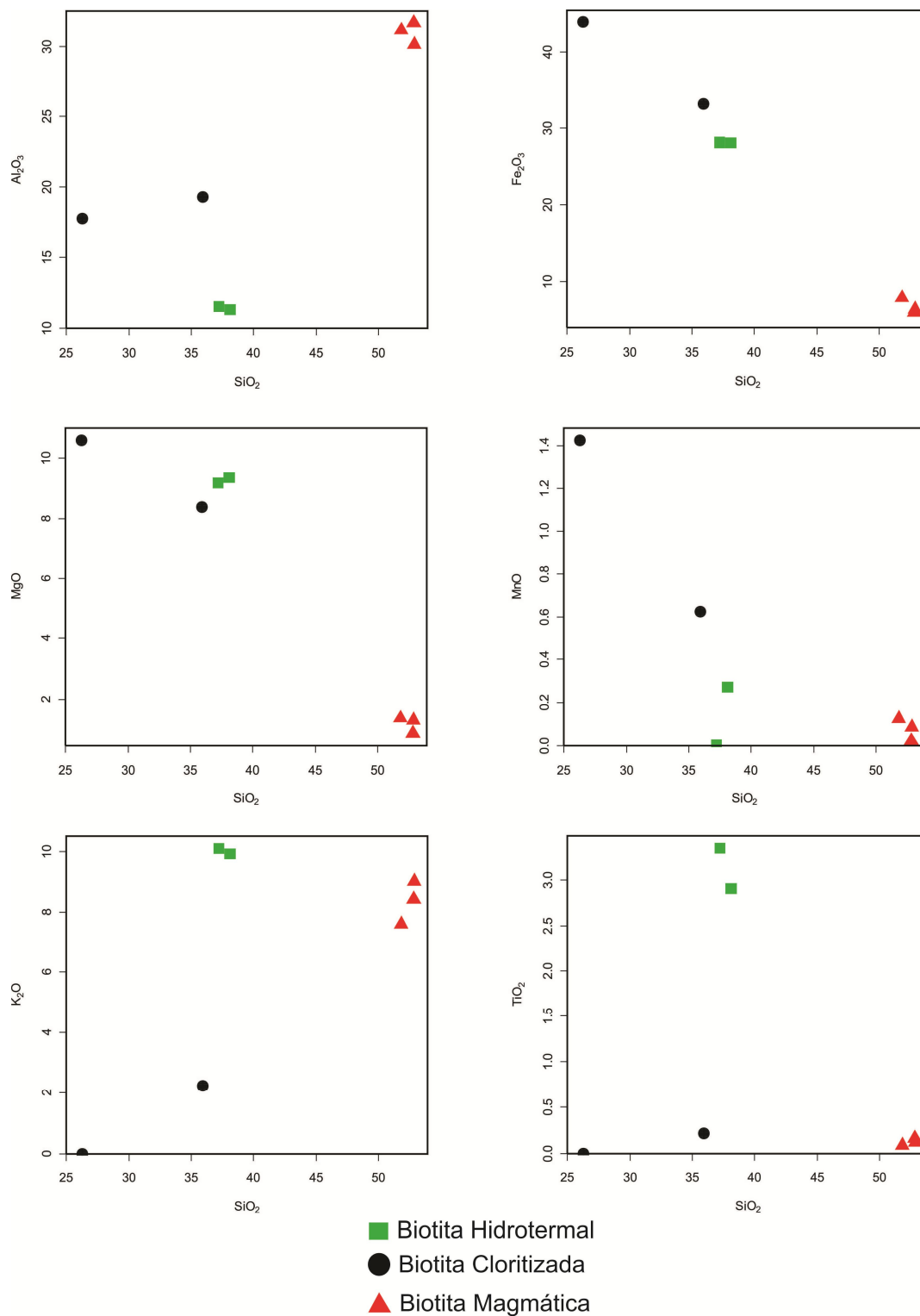


Diagrama 3: Diagramas multielementares para os principais óxidos presentes nas biotitas. Nesses diagramas foram plotados análises semi-quantitativas de biotitas magmáticas, hidrotermais e biotitas clorizadas.

Minerais como rutilo, zircão e monazita costumam ocorrer associados na zona de alteração sericítica. Nessas rochas, é possível observar pseudomorfos de feldspato, que foram totalmente substituídos por sericita, de modo que não é possível observar nenhum núcleo preservado de feldspato.

Quando ocorrem associados a pequenos cristais de rutilo que se dispõem de modo paralelo, é possível observar que apresentam um tamanho relativamente maior que os agregados de mica na matriz. Essas porções mimetizam pseudomorfos de biotita que também foram totalmente substituídos e que podem apresentar cristais de zircão que, originalmente, encontravam-se inclusos nas biotitas primárias na forma de halos pleocróicos. Fato que pode ser observado ao observar as amostras menos alteradas.

A composição química desses minerais não costuma variar, onde as proporções dos óxidos de Potássio, Alumínio e Silício praticamente se mantêm constantes.

A ocorrência desse mineral não se restringe a zona de alteração sericítica, de modo que também são comuns nas zonas de albitização, alteração potássica e propilítica como minerais tardios em relação aos da alteração mais intensa, permitindo definir a ordem cronológica dos eventos.

8.4.4 - Clorita

A clorita é um mineral hidrotermal típico da zona de alteração propilítica, embora também ocorra nas zonas de alteração potássica e sericítica com ocorrência mais restrita. O que se observa é que geralmente os agregados de clorita ocorrem substituindo os minerais máficos primários (imagem 2), preenchendo fraturas em minerais e, no caso das brechas, como cimentação propilítica (albita, carbonato, clorita, epidoto e opacos).

No caso da alteração dos cristais de biotita na zona de alteração propilítica, o que ocorre é uma substituição ao longo dos planos de clivagem gerando como produtos agregados intercrescidos de clorita e titanita.

Em alguns casos particulares, é comum que a clorita apresente razões Fe/Mg mais elevadas. O que lhe confere, ao microscópio óptico, uma coloração mais azulada e uma birrefringência anômala na cor roxa.

Onde a alteração principal é do tipo potássica, os agregados de clorita costumam alterar as biotitas de origem hidrotermal de coloração esverdeada juntamente com cristais de fluorita e opacos.

8.4.5 - Óxidos de Fe

Óxidos de Fe foram encontrados em todas as lâminas em associações diversas com cristais de ilmenita, monazita, zircão, fluorita e apatita.

Devido à dificuldade em estimar as razões entre Fe^{2+} e Fe^{3+} , a distinção dos óxidos entre hematita e magnetita foi feita com base no hábito dos cristais, tendo sido os cristais cúbicos e euédricos classificados como magnetita e os cristais sem um hábito bem definido, como hematita (imagem 4).

Normalmente os cristais de hematita ocorrem com 0,3mm associados aos agregados de origem hidrotermal e podem estar manteados ou apresentar fraturas preenchidas por cristais de apatita.

Cristais cúbicos euédricos de óxido de Ferro foram encontrados no cimento que preenche a porção brechada na zona de alteração propilítica e foram caracterizados como magnetita. Esses minerais ocorrem como pequenos cristais de aproximadamente 0,05mm, associados com agregados de clorita, albita e epidoto (imagem 5). Um aspecto interessante é que nessas rochas os valores de susceptibilidade magnética são mais altos que nas demais, o que reforça a classificação dessa fase como magnetita.

Por fim, um terceiro tipo de óxido de Ferro que apresenta teores elevados de SiO_2 , Al_2O_3 e P_2O_5 foi identificado intercrescido com cristais de monazita nas zonas de alteração sericítica.

8.4.6 - Apatita

Os cristais de apatita ocorrem normalmente associados com cristais de mica, ilmenita, hematita em agregados de origem hidrotermal ou dispersos na matriz sem associação bem definida com alguma outra fase presente indicando um estágio de cristalização precoce.

A apatita ocorre na forma de cristais isolados, euédricos, com seções prismática e basal bem definidas com tamanho médio de 0,06mm que podem apresentar certo zoneamento e na forma de agregados de pequenos minerais que podem chegar a alcançar cerca de 0,10mm.

Sua distribuição é ampla, podendo ocorrer como fases magmáticas nas rochas menos alteradas ou como mineral hidrotermal sobrecrecendo fases primárias.

Conforme mencionado anteriormente, nos cristais euédricos isolados é possível observar um zoneamento típico constituído por um núcleo de tom mais escuro e bordas mais claras (imagem 6). Esse fenômeno ocorre devido à maior concentração de ETR nas bordas dos cristais de apatita, o que não ocorre nos núcleos

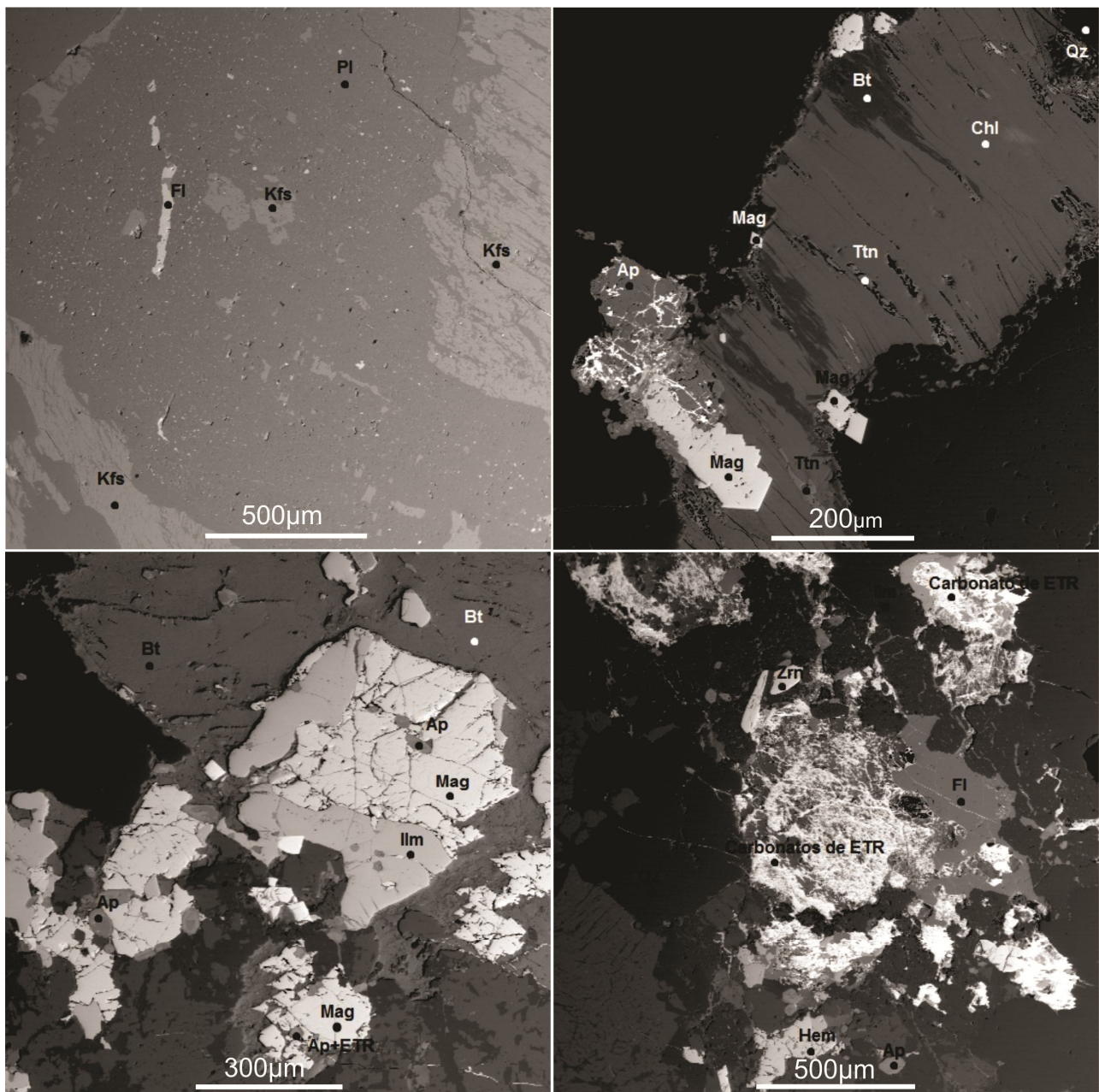


Imagem 1: cristal de K-feldspato mantelado por oligoclásio. Notar pequenas inclusões de K-feldspato e hematita na borda de plagioclásio e presença de fluorita preenchendo fraturas no mineral; Imagem 2: cristal de biotita fortemente alterado para clorita e titanita com alguns núcleos de biotita magmática preservados da alteração; Imagem 3: cristal de biotita de origem hidrotermal com inúmeras inclusões; Imagem 4: carbonatos de ETR associados com fluorita, zircão, apatita e monazita.

dos cristais. Possivelmente esse sobrecrecimento ocorreu durante o estágio pós-magmático simultaneamente a cristalização dos agregados hidrotermais.

Outro aspecto comum, particularmente nas zonas de alteração potássica, é o sobrecrecimento de monazita em cristais de apatita, o que também confere bordas com tons mais claros aos cristais de apatita (imagem 7).

8.4.7 - Titanita

Cristais de titanita ocorrem com frequência nas seções que apresentam feições de alteração do tipo potássica e propilitização, principalmente associados a cristais de biotita magmática, clorita, quartzo, ilmenita e carbonato de ETR em agregados de origem hidrotermal (imagens 2 e 8).

Quando ocorrem associados à biotita primária, se desenvolvem de modo paralelo aos planos de clivagem do mineral hospedeiro, onde são geradas finas lamelas de titanita e clorita a partir da alteração da biotita (imagem 2). Nesses casos, os cristais de titanita apresentam tamanho médio de 0,06mm. Normalmente, essa associação é encontrada na zona de alteração propilítica.

Outro modo de ocorrência comum desse mineral é na forma de grandes cristais de até 0,15mm com aspecto anédrico e com a presença de diversas inclusões. Nesses casos, seu desenvolvimento parece ter sido concomitante ao de minerais como o quartzo, carbonatos de ETR e ilmenita em estágios pós-magmáticos. Feições como essa são típicas da zona de alteração potássica.

8.4.8 - Fluorita

A ocorrência de fluorita foi descrita tanto nos estágios de albitização, quanto de alteração potássica, embora só tenha sido reconhecida em análise por microsonda eletrônica em seções de rochas alteradas por processos de alteração potássica. Nessas rochas, ocorre associada com carbonatos de ETR, hematita, ilmenita, zircão e titanita (imagem 9).

Normalmente, ocorre preenchendo fraturas ou intercrescido com outras fases minerais, sendo os carbonatos de ETR o modo mais comum.

Os cristais normalmente são anédricos devido ao seu desenvolvimento tardio que ocorre junto com outros minerais e preenche fraturas, aproveitando os espaços disponíveis.

Não se nota uma grande variação entre o tamanho dos cristais, que se apresentam quase sempre por volta de 0,05mm.

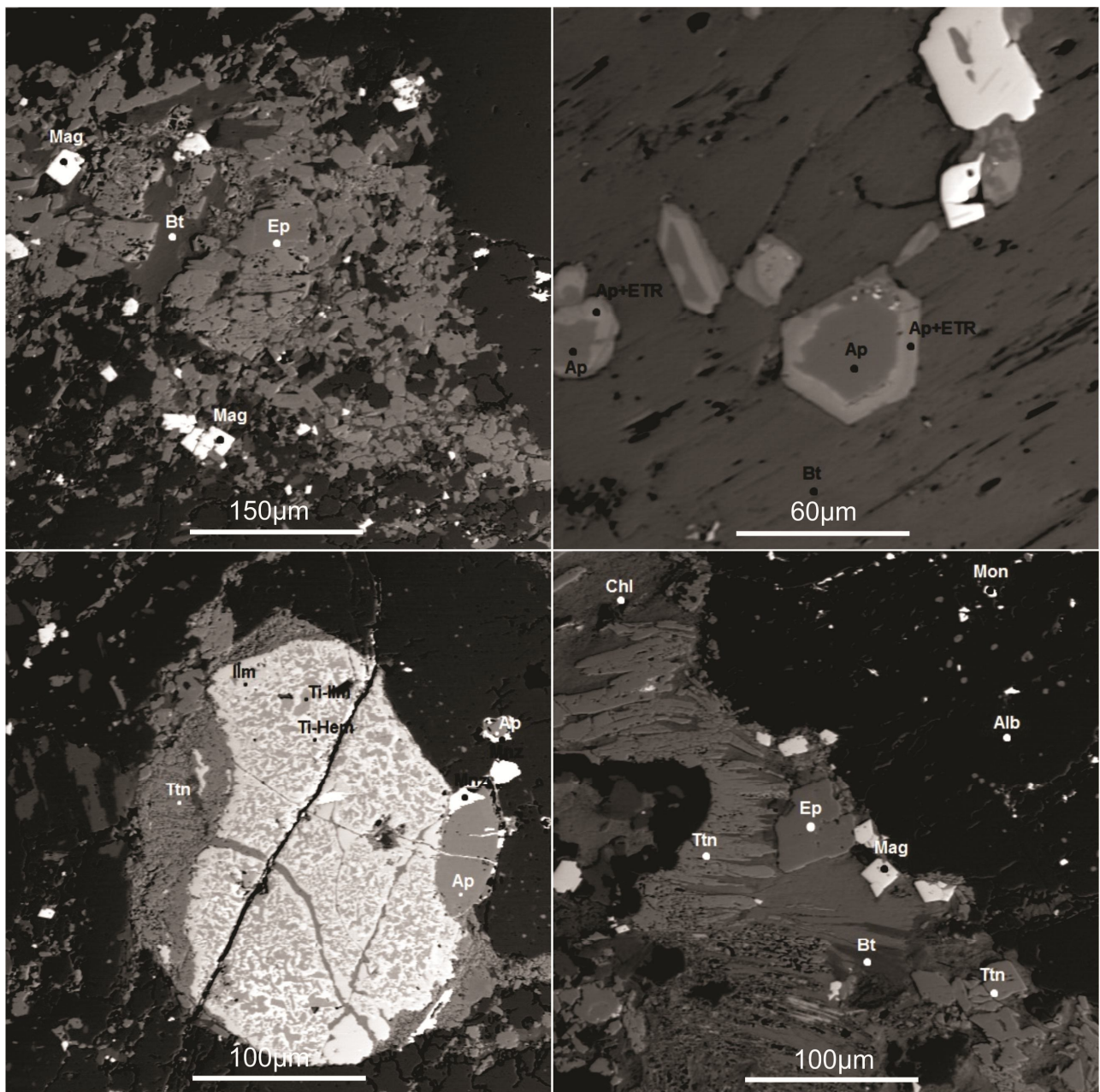


Imagem 5: Agregado de minerais hidrotermais com a presença de cristais de epidoto, magnetita (óxido de Fe euédrico) e núcleos de biotita preservados; Imagem 6: cristais de apatita manteados por apatita hidrotermal rica em ETRL; Imagem 7: cristal de ilmenita com feições de exsolução entre fases ricas em Fe e fases ricas em Ti. Notar cristais de apatita manteados por monazita; Imagem 8: cristais de titanita associados a clorita substituindo biotita magmática. Também ocorrem magnetita e epidoto;

8.4.9 - Ilmenita

Os cristais de ilmenita ocorrem associados a cristais de óxidos de Fe, titanita, fluorita, titanita, zircão e micas na forma de agregados de origem hidrotermal ou como minerais primários em algumas rochas (imagem 9).

Normalmente, ocorrem como cristais de tamanho médio aproximado de 0,3mm nas rochas menos alteradas e nas rochas submetidas aos processos de alteração potássica e propilitização. Nas rochas encontradas na zona de alteração sericítica não foram observados cristais de ilmenita.

Por vezes, é possível observar núcleos onde as fases ricas em FeO e as fases ricas em TiO₂ se desmisturaram. As imagens de elétrons retro-espalhados (BSE) nesses núcleos exibem lamelas ricas em Fe que apresentam tonalidades mais claras. Diferentemente, as ricas em Ti apresentam tonalidades mais escuras. As bordas com tonalidades intermediárias possuem composições intermediárias com praticamente as mesmas proporções para os diferentes óxidos. Isso se deve ao fato do peso atômico do ferro ser maior que o do titânio, conferindo maior coeficiente de retro-espalhamento(imagem 10).

8.4.10 - Zircão

Cristais de zircão foram encontrados em todas as lâminas analisadas com três maneiras de ocorrência: como cristais primários em rochas pouco alteradas, como cristais poupados da alteração inclusos em pseudomorfos de biotita substituídos por sericita ou como cristais formados no estágio pós-magmático.

O que permite diferenciar os cristais de origem primária dos cristais de origem pós-magmática são o seu aspecto e os minerais com os quais os cristais de zircão ocorrem associados. Normalmente o zircão ocorre como cristais euédricos a subédricos de tamanhos que variam entre 0,1 a 0,025mm podendo apresentar sobrecrecimento de monazita (imagem 11) em alguns casos ou como cristais anédricos associados à ilmenita e hematita com tamanho médio de 0,08mm.

8.4.11 - Monazita

A monazita representa uma fase acessória muito comum nas rochas do Granito São Francisco, com ocorrência bem ampla, não tendo sido observada apenas nas rochas onde o processo de alteração potássica foi mais intenso, ocorrendo tanto em rochas menos alteradas como nas rochas onde se desenvolvem as alterações sericítica e propilitica.

Esse mineral normalmente ocorre associado com cristais de zircão, hematita, apatita e óxidos de ferro. Normalmente, o tamanho dos cristais varia em alguns poucos micromêtros.

Um aspecto comum encontrado na zona de alteração sericítica é o intercrescimento com aspecto vermiforme entre pequenos cristais de monazita e óxidos de ferro com teores relativamente altos de SiO_2 , Al_2O_3 e P_2O_5 (imagem 12). Outro modo comum de ocorrência dos cristais de monazita é definido pelo sobrecrecimento em pequenos cristais de apatita.

Por fim, também é comum que esse mineral ocorra como finas películas mantendo cristais euédricos de zircão conforme mencionado anteriormente.

8.4.12 - *Rutilo*

Como um mineral de ocorrência restrita, o rutilo ocorre tipicamente na zona de alteração sericítica associado com xenotima, sericita e zircão (imagem 13), podendo ocorrer de modo menos expressivo na zona de alteração potássica juntamente com hematita e ilmenita.

Normalmente, possui um aspecto intersticial em meio aos agregados hidrotermais compostos por rutilo, monazita e zircão com tamanhos médios de 0,1mm, embora ocorra frequentemente como finas lamelas em pseudomorfos de biotita muscovitizados. Nessas porções, o rutilo ocorre como pequenos filmes concordantes com a clivagem do mineral hospedeiro.

A ocorrência restrita ou até mesmo a ausência desse mineral nas outras amostras pode estar relacionada com a presença de outras fases portadores de TiO_2 , como a ilmenita, conforme mencionado anteriormente.

8.4.13 - *Epidoto*

O epidoto é um mineral que se restringe a zona de alteração propilítica, ocorrendo associado principalmente com cristais de clorita, carbonato, albita, quartzo e magnetita associados (imagem 5), mas podendo ocorrer também de modo isolado na forma de veios monominerálicos com espessura aproximada de 4mm.

Quando ocorre na forma de agregados de origem hidrotermal é possível observar um zoneamento interno nesses agregados, de modo que as zonas internas apresentam minerais como zircão e monazita e as zonas externas apresentam hematita e epidoto. Sugerindo que a cristalização da monazita e do zircão precedeu à dos minerais de borda (figura 14).

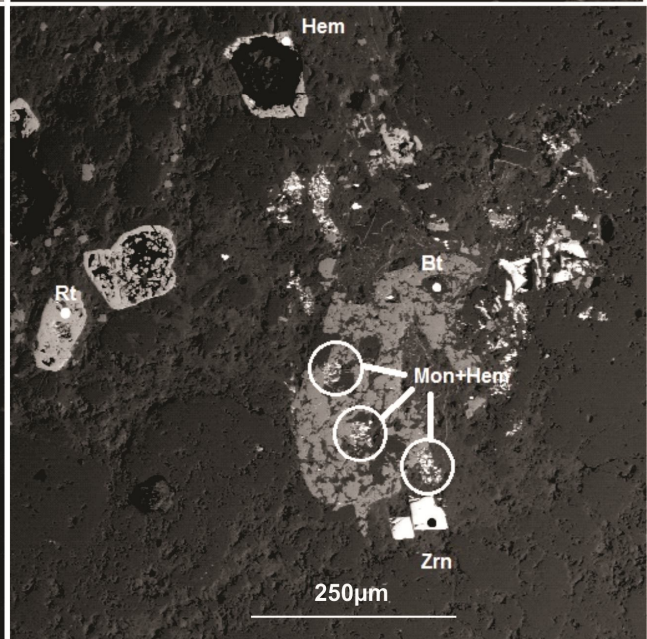
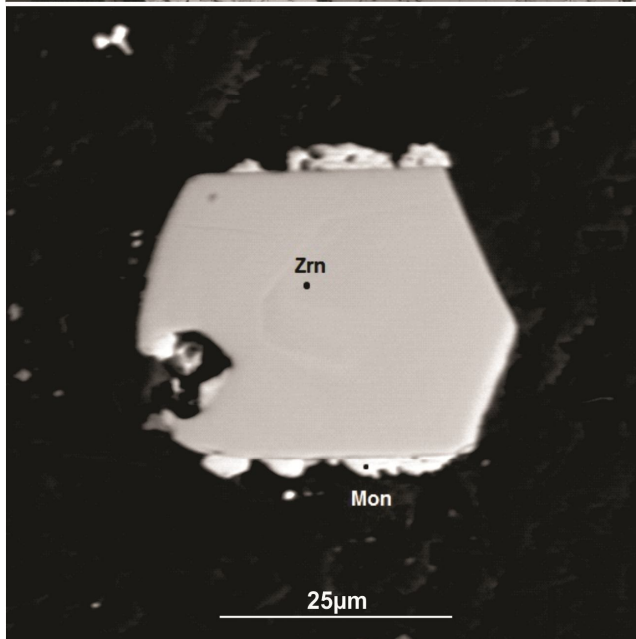
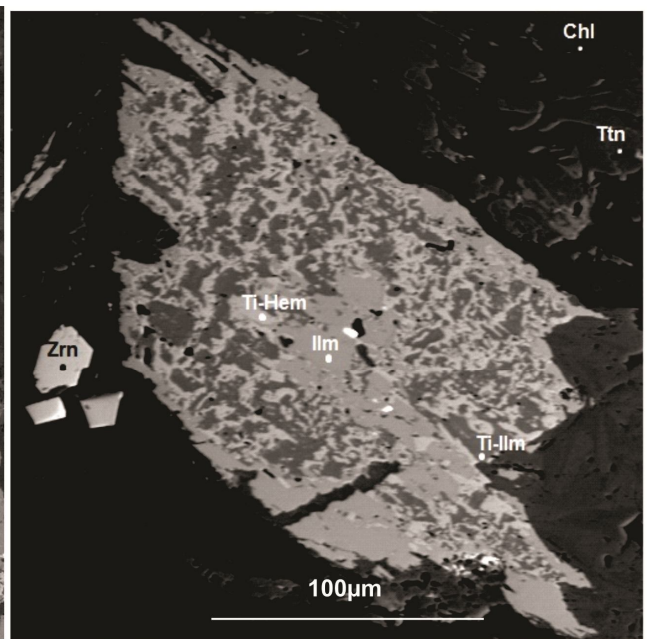
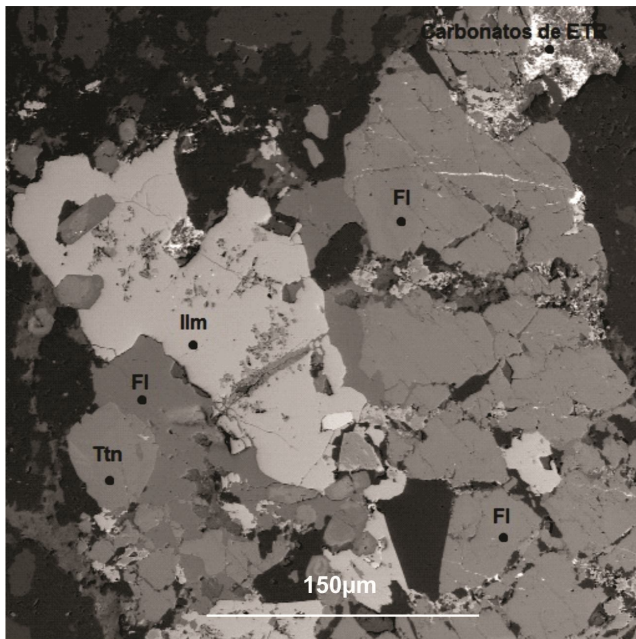


Imagem 9: cristais de ilmenita associados a fluorita e titanita de origem hidrotermal; Imagem 10: cristal de ilmenita com feições de exsolução de porções ricas em Ti e porções ricas em Fe; Imagem 11: cristal de zircão euédrico apresentando um leve zoneamento interno com sobrecrecimento de monazita; Imagem 12: intercrescimento entre monazita e óxidos de Fe.

8.4.14 - Carbonatos de ETR

Duas ocorrências de carbonatos de ETR foram documentadas com ocorrência exclusiva na zona de alteração potássica na forma de agregados associados a minerais como a fluorita, ilmenita e hematita.

Esses agregados podem chegar a tamanhos aproximados de 0,5mm que ao ser analisado em imagens de elétrons retroespalhados apresentam cores claras devido ao alto número de massa dos ETR com porções mais escuras devido ao intercrescimento desses carbonatos com fluorita (imagem 4).

Normalmente, os carbonatos tem afinidades maiores por ETR leves como o Ce, La e Nd. Além dos ETR esses carbonatos também apresentam teores apreciáveis de SiO_2 , MgO , Al_2O_3 e Ca.

8.4.15 - Xenotima

Um único cristal de xenotima foi encontrado em rochas afetados pelos processos de alteração sericítica. Nessas rochas a xenotima ocorre associado a rutilo e zircão, sendo composto por fósforo e ETRP (imagem 13).

8.4.16 - Galena

A galena é um mineral de ocorrência restrita, de modo que apenas um pequeno cristal de aproximadamente 1 μm foi observado associado a um cristal de rutilo na zona de alteração sericítica (imagem 15).

8.4.17 - Mineral não identificado

Dois cristais de cor vermelha que ocorrem na zona de alteração propilítica e apresentam um forte zoneamento concêntrico foram encontrados e análises semi-quantitativas foram efetuadas a fim de obter-se as composições nas diferentes porções do cristal.

O que se observa é que o núcleo do cristal é composto basicamente por ETRL e Y mantendo por uma zona de reflectância composta por óxidos de Fe e, nas zonas mais externas do cristal, ocorrem fases enriquecidas em ETRL e Y novamente (figura 16).

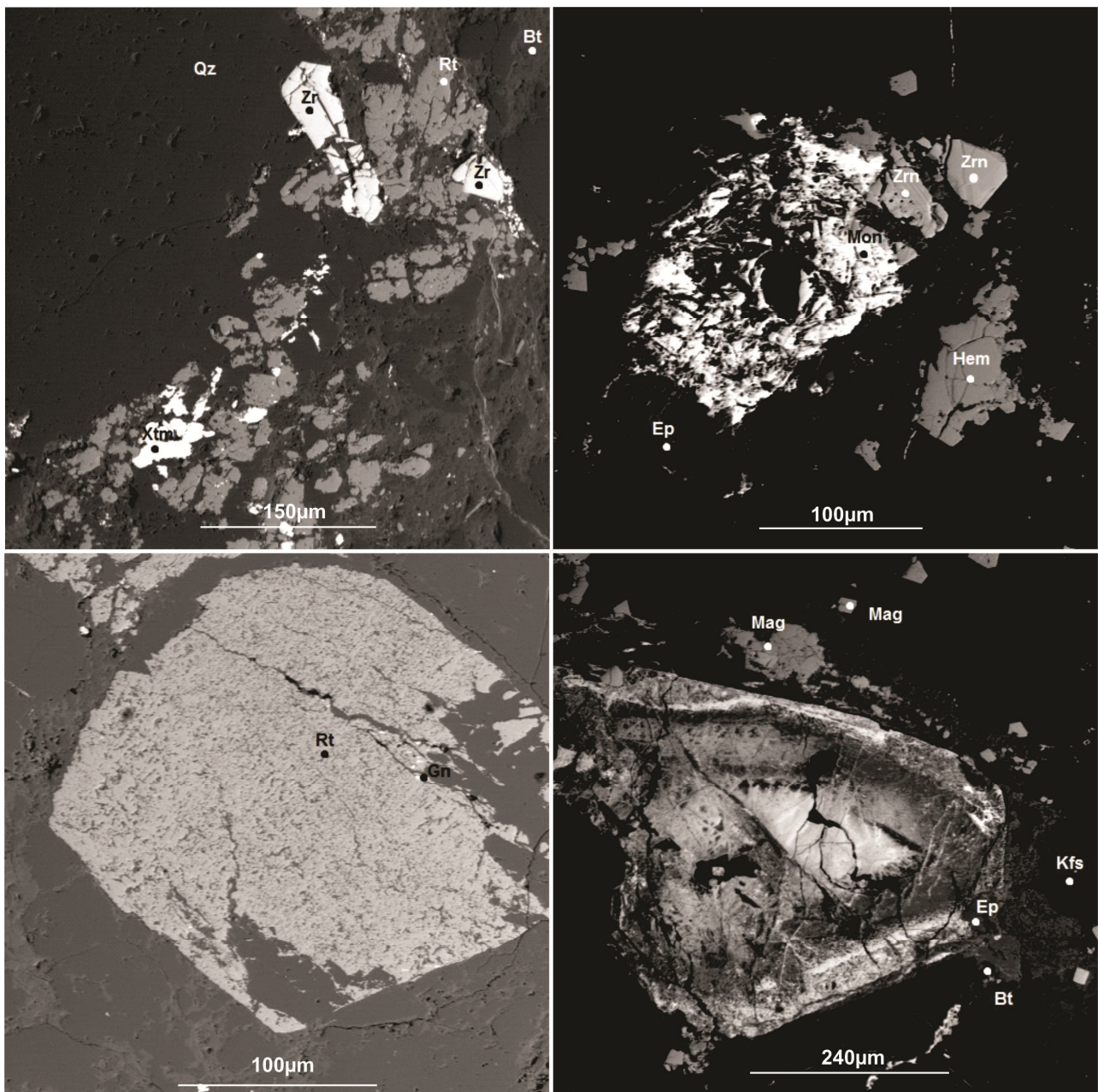


Imagem 13: cristal de xenotima encontrado na zona de alteração sericítica associado ao rutilo e zircão; Imagem 14: Agregado hidrotermal com núcleos compostos por monazita e zircão e porções externas compostas por hematita e epidoto; Imagem 15: cristal de rutilo com pequeno sobrecrecimento de galena; Imagem 16: mineral não identificado que apresenta forte zoneamento interno e é composto basicamente por ETR.

8.5 - Geoquímica

Inicialmente, o objetivo das análises geoquímicas era comparar a composição de diferentes litotipos afetados por diferentes processos de alteração hidrotermal. Nesse sentido, as amostras coletadas durante os trabalhos de campo foram descritas ao microscópio óptico, a mineralogia acessória foi identificada com auxílio do equipamento de microsonda eletrônica e, por fim, foram confeccionadas pastilhas fundidas e de pó prensado para análises geoquímicas no equipamento de Fluorescência de Raios-X, a fim de estudar os processos hidrotermais, correlacionando os aspectos petrográficos e químicos. No entanto, problemas apresentados pelo equipamento de FRX impossibilitaram a execução das análises.

Os dados apresentados a seguir são uma compilação de dados geoquímicos apresentados por Godoy (1989) aos quais se somam dados inéditos referentes a duas amostras, cedidos pelo orientador, representativas de um biotita sienogranito com hornblenda e de um quartzo monzodiorito, da zona marginal do maciço. Nestes casos encontram-se disponíveis também dados para elementos traços, incluindo elementos terras raras (ETRs) obtidos por ICP-MS no Laboratório de Química e ICP do NAP Geoanalítica-USP.

Godoy (1989) apresenta dados para elementos maiores, menores e traços para 15 amostras de 7 fácies diferentes do Granito São Francisco. É importante mencionar que esses dados são relativamente antigos e alguns resultados têm caráter duvidoso devido a problemas analíticos, como por exemplo, uma amostra que apresenta acmita normativa, sugerindo um caráter peralcalino. O que é incompatível com a mineralogia observada para essa rocha.

Os dados serão apresentados nesse capítulo na forma de diagramas e as tabelas de dados encontram-se em anexo.

8.5.1 - Apresentação dos dados

8.5.1.1 - Elementos maiores e menores

A partir dos dados geoquímicos retirados de Godoy (1989) e de dados inéditos, é possível observar que, nas diferentes fácies graníticas, os teores de SiO_2 variam entre 70 e 80%, valores de Al_2O_3 entre 10 e 15% e valor de FeO_t baixos de até 2%. Os valores são diferentes para o enclave, onde o teor de SiO_2 é de aproximadamente 60%, de Al_2O_3 é de 15% e o valor de FeO_t de 10%. O que permite separar as amostras em dois grupos distintos que são as rochas graníticas e o enclave máfico (diagramas 4 e 5).

As amostras da fácies porfíroide rosa média apresentam uma grande variação para alguns valores como SiO_2 , Na_2O , TiO_2 , Al_2O_3 e K_2O , de modo que nos diagramas de variação os dados para essa unidade encontram-se bastante dispersos. Ainda para essa unidade, os valores de FeO_t , CaO e P_2O_5 são praticamente constantes. A distribuição dos teores nessa unidade, em alguns casos, são valores intermediários entre dois extremos contrastados que são as fácies porfíroide rosa e equigranular média com valores menores de SiO_2 e a fácies porfírica rosa, que apresentam valores maiores desse óxido (e.g. TiO_2 , CaO , MgO e FeO_t).

As fácies porfíroide rosa e equigranular média apresentam um comportamento bastante semelhante e plotam em áreas bem próximas em todos os diagramas de variação. Essas duas amostras apresentam os menores valores de SiO_2 nas rochas graníticas analisadas.

O que se observa na composição do granito porfírico rosa é um elevado teor de sílica e baixos teores para os óxidos FeO_t , K_2O , MgO e P_2O_5 relativamente as demais.

Nos diagramas de classificação de Frost *et al.* (2001) ao analisar o #Fe definido como $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ em relação ao teor de SiO_2 as amostras plotam no campo dos granitos “ferroanos” com exceção das fácies porfíroide rosa e equigranular média que plotaram no campo dos granitos magnesianos, porém próximos ao limite com os granitos “ferroanos” (diagrama 6). Essa observação é compatível com o proposto para os granitos de tipo-A em Frost *et al.* (2011).

Os diagramas que definem séries magmáticas discriminam os diferentes campos com base no teor de SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ e definem os *trends* alcalino, álcali-cálcico, cálcio-alcalino e cálcico. Nesses diagramas é possível observar que os valores situam-se no campo das séries cálcio-alcalinas e álcali-cálcicas (diagrama 6). Segundo Frost *et al.* (2001), os granitos de tipo-A geralmente situam-se nos campos alcalinos, álcali-cálcicos a levemente cálcio-alcalinos.

O índice de saturação em alumina (ISA) é definido pela razão $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$. Já o índice agpaítico mede a relação entre Al_2O_3 e $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$. Analisando as duas informações em conjunto é possível distinguir campos de afinidade peraluminosa, metaluminosa e peralcalina. Ao classificar as amostras retiradas de Godoy (1989), pode-se observar que os dados plotam nos campos metaluminosos e peraluminosos (diagrama 6), o que corresponde à associação aluminosa de granitos de tipo-A, onde biotita granitos e anfibólio-biotita granitos são as ocorrências mais representativas da associação.

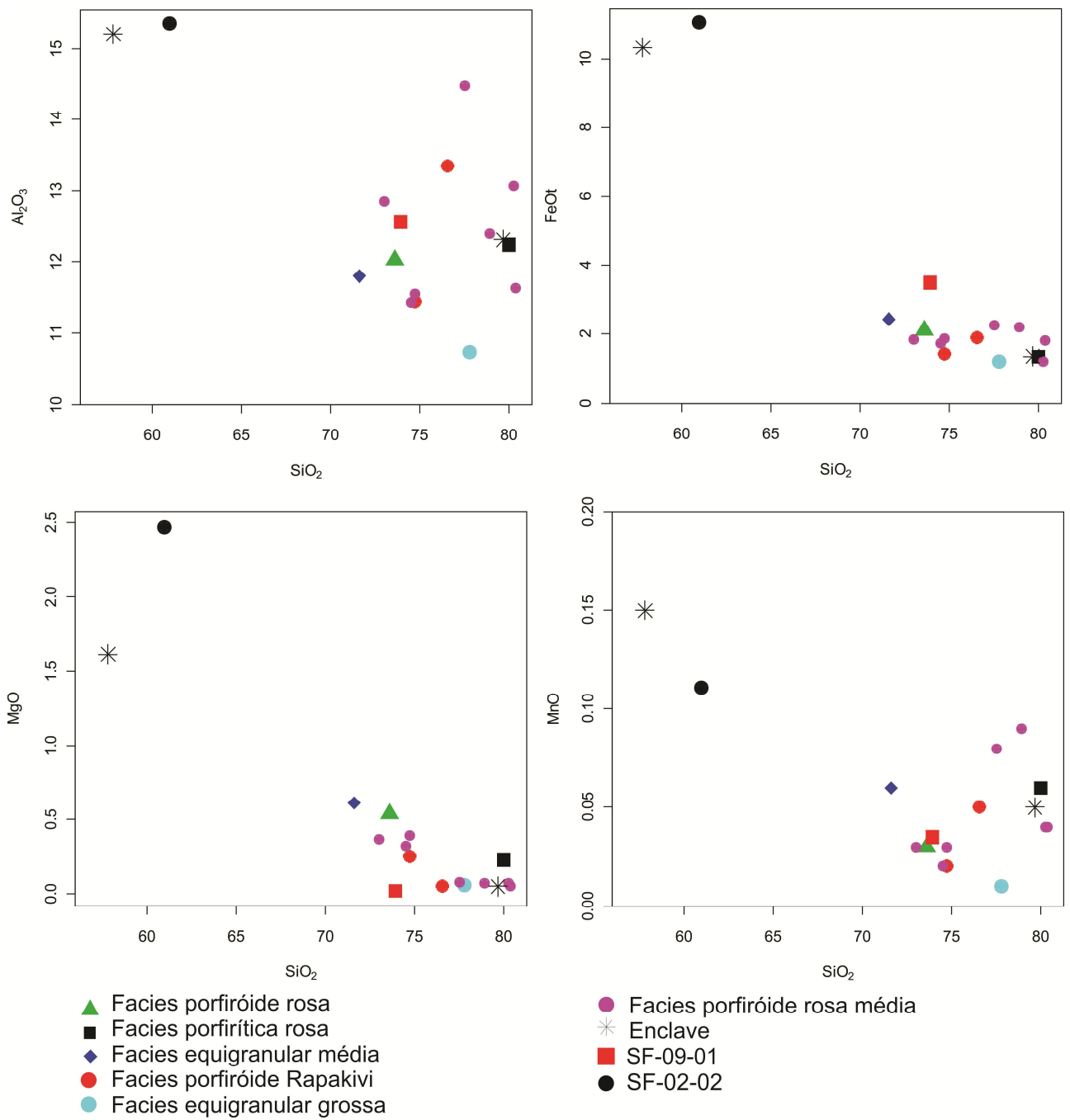


Diagrama 4: Diagrama multielementar (Haker) para amostras de diferentes fácies do Granito São Francisco.

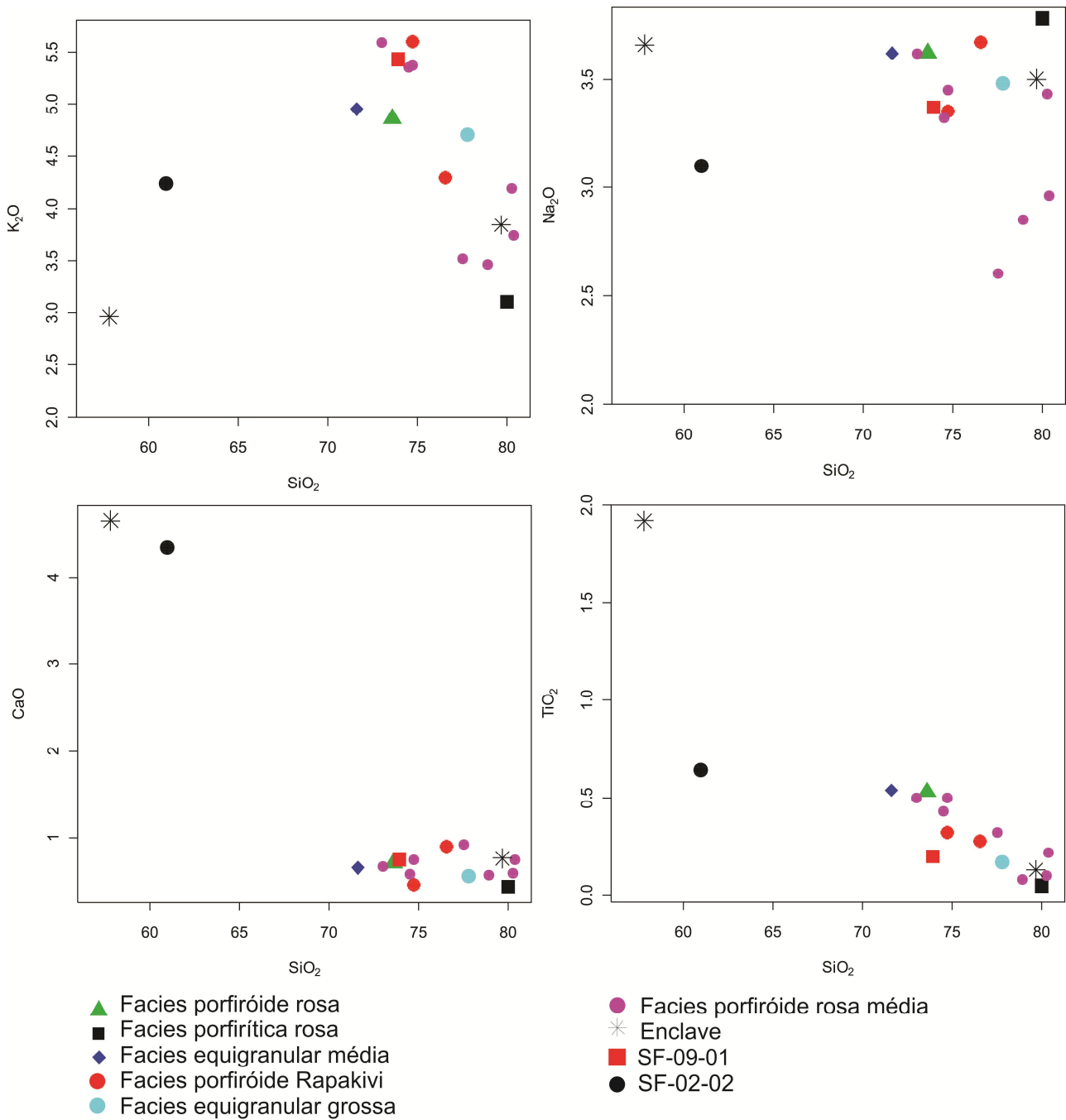


Diagrama 5: Diagrama multielementar (Haker) para amostras de diferentes fácies do Granito São Francisco.

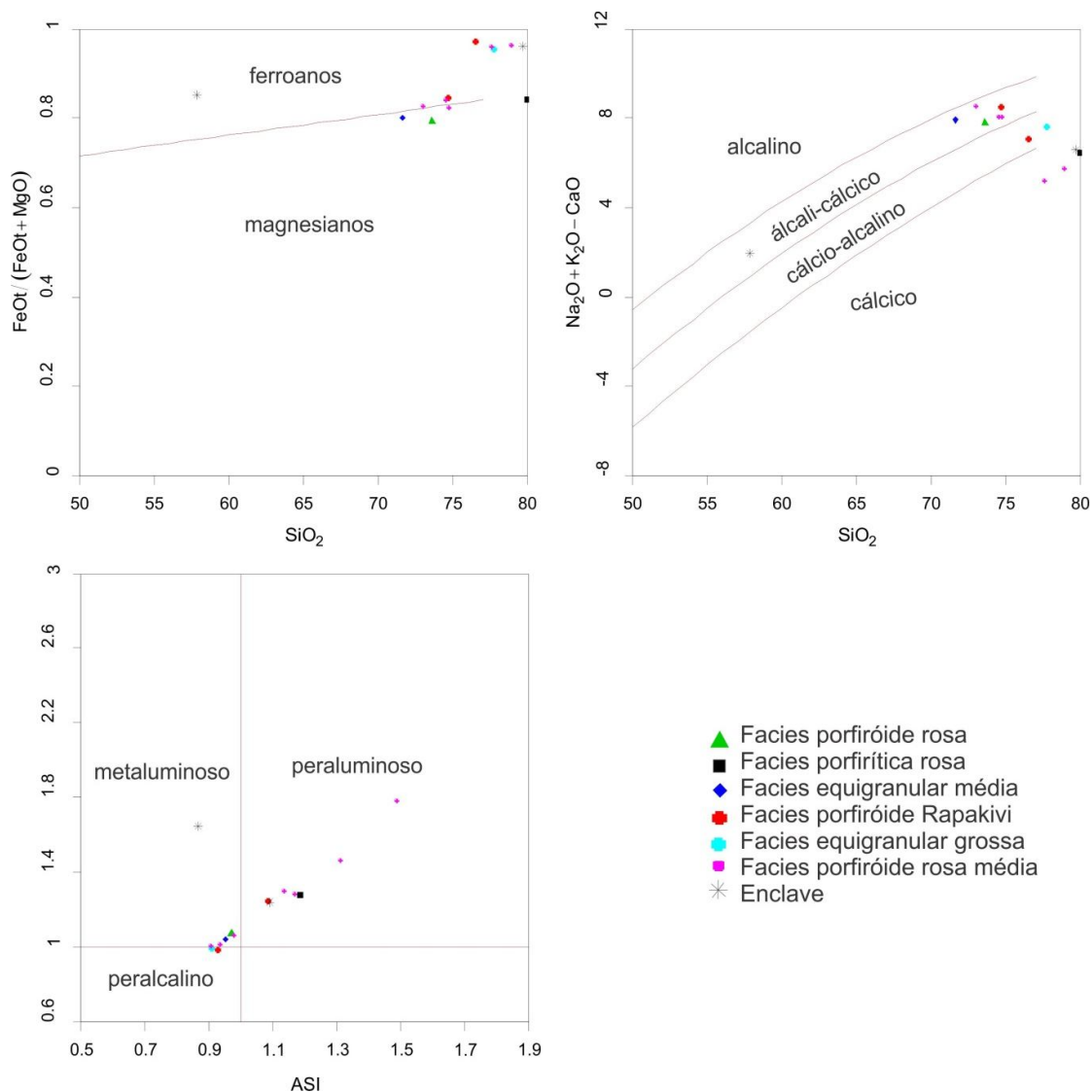


Diagrama 6: Diagrama de classificação para granitos de Frost (2001).

8.5.1.2 - Traços e ETR

Os dados inéditos foram utilizados para classificar o ambiente tectônico de colocação desses magmas, o padrão de elementos traços e para analisar o padrão de ETR para uma amostra de granito (SF-09-01) e uma amostra de quartzo monzodiorito (SF-02-02).

Nos diagramas de classificação geotectônica de Pearce (1984) é possível observar que a amostra de granito plota no campo dos granitos intra-placa, diferentemente do quartzo monzodiorito, que plota no campo das rochas de arco vulcânico (diagrama 7).

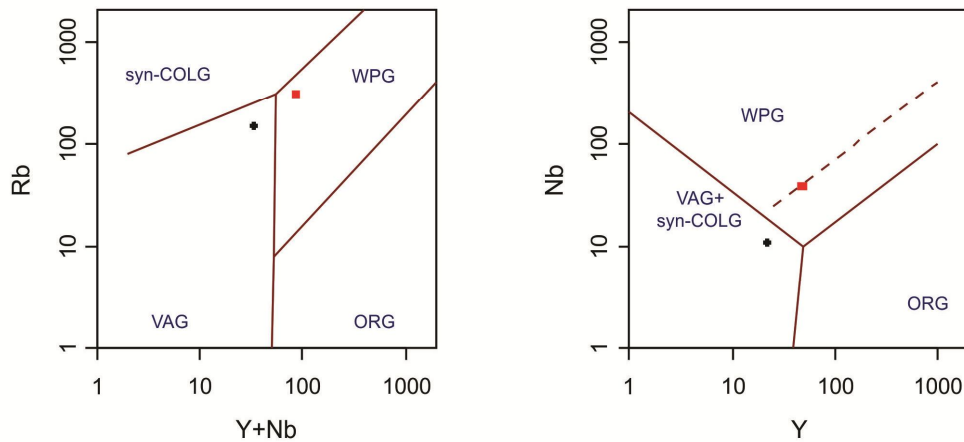


Diagrama 7: Diagrama de classificação geotectônica de Pearce (1984) onde foram plotados a amostra de cor preta representante da fácies quartzo monzodiorítica e a amostra vermelha, da fácies granítica.



Quartzo monzodiorito



Granito

Na classificação de Whalen (1987) a amostra de granito plota no campo dos granitos de tipo-A e a amostra do quartzo monzodiorito no campo dos granitos tipo I e S (diagrama 8).

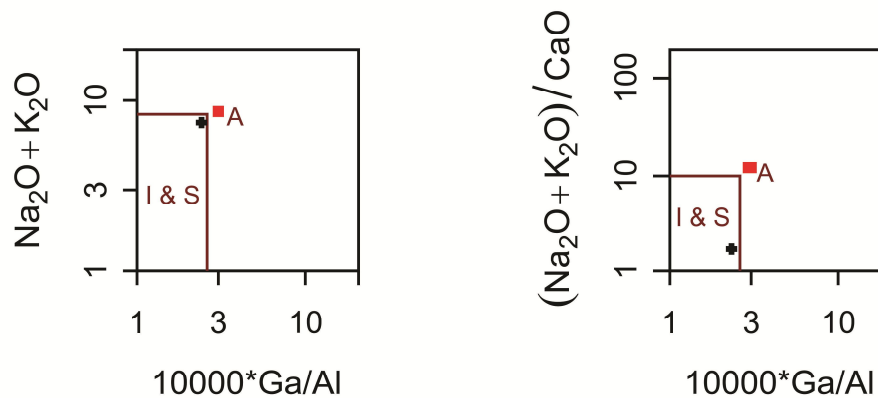


Diagrama 8: Diagrama de classificação geotectônica para granitos de Whalen (1987), onde foram plotadas as mesmas amostras do Diagrama 7.

Para analisar o padrão de elementos traços no granito e no quartzo monzodiorito foi feito uma comparação para o teor desses elementos na crosta como um todo. Para isso, as concentrações dos elementos foram divididas pelas concentrações médias na crosta de acordo com o padrão proposto por Taylor & McLennan (1985) (diagrama 9).

O que se observa é que o granito apresenta altos valores para alguns elementos como Rb, Th, U, La e Ce que podem chegar a 10 vezes o valor médio para a crosta como o

caso do Rb. Porém, apresenta valores abaixo da média para outros elementos como é o caso do Ba e do Sr.

A amostra de quartzo monzodiorito apresenta valores mais próximos aos valores médios definidos por Taylor & McLennan relativamente aos granitos. Elementos como o Tm e o Yb apresentam valores muito próximos da média ou levemente menores que 1, indicando um empobrecimento desses elementos em relação a crosta.

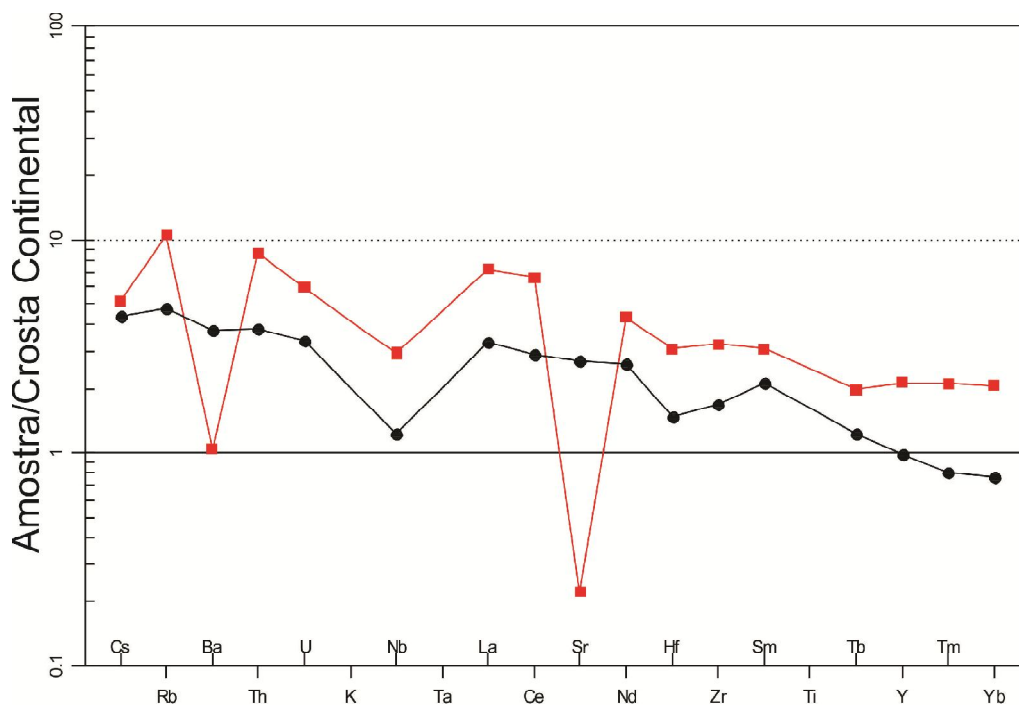


Diagrama 9: Padrão de elementos traços para as mesmas amostras do diagrama 7, normalizado por condrito segundo o padrão de Taylor & McLennan.

Analisando o padrão de ETR normalizadas por condrito é possível observar que o comportamento do granito é diferente do comportamento do quartzo monzodiorito (diagrama 10).

A amostra de granito exibe um fracionamento dos ETR leves em relação aos pesados, com razões La/Sm de 10,88, Gd/Yb de 1,76 e La/Yb de 25,61 além de apresentar uma anomalia negativa de Eu. O padrão de ETR para a amostra de quartzo monzodiorito também apresenta um enriquecimento nos elementos mais leves em relação aos mais pesados com razões La/Sm de 7,10, Gd/Yb de 3,46 e La/Yb de 31,66. Diferente da amostra de granito, não é possível observar a anomalia de Eu, típica de granitos de tipo-A.

Analisando as duas amostras em conjunto, observa-se que o granito apresenta teores mais elevados de ETR que o quartzo monzodiorito, com exceção do Eu, devido à anomalia negativa desse elemento na rocha granítica.

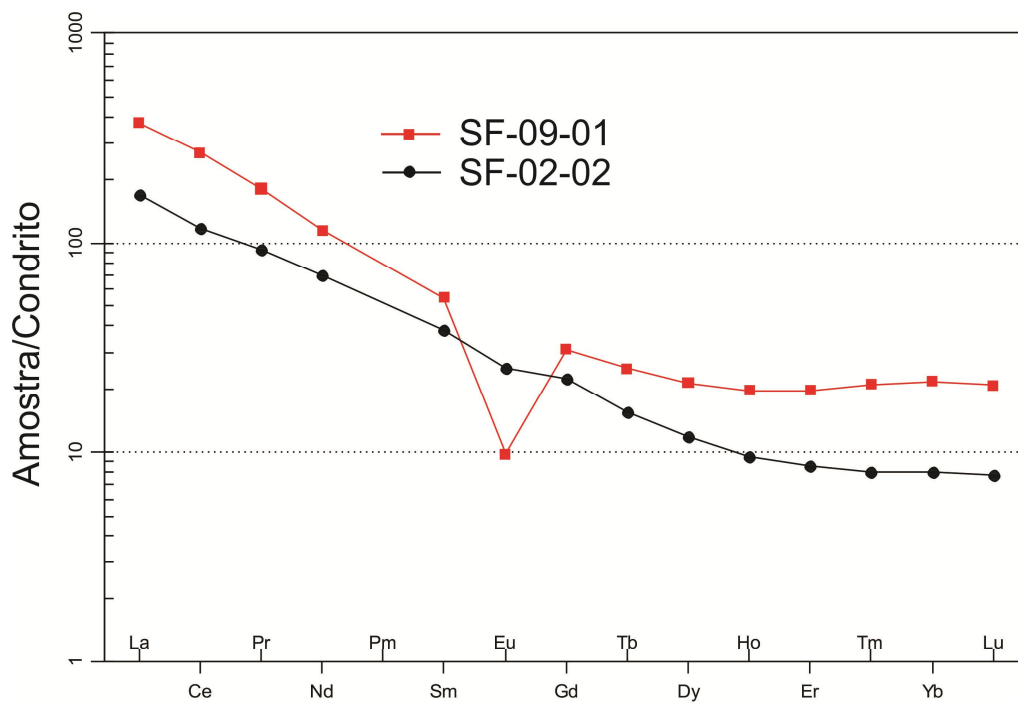


Diagrama 10: Padrão de ETR normalizado por condrito segundo o padrão proposto por Boynton (1984).

8.5.1.3 - Normas CIPW

A mineralogia normativa é calculada a partir dos dados geoquímicos de acordo com uma sequência de cristalização idealizada, onde os óxidos se combinam para formar os minerais e o óxido presente em excesso para a formação de uma determinada fase mineral é incorporado em fases posteriores.

Essa análise tem como objetivo observar quais seriam os minerais formados em rochas com diferentes composições químicas para que seja possível traçar um comparativo entre a mineralogia normativa e a modal.

Os dados utilizados para o cálculo das normas foram retirados de Godoy (1989) e encontram-se em anexo e os resultados estão apresentados na tabela a seguir (tabela 1).

	Amostra							
	19	35	57A	16	107	109	35A	42
	Porfíroide rosa média	Porfíroide rosa média	Porfíroide rosa média	Porfíroide rosa média	Porfíroide rosa média	Porfíroide rosa média	Enclave	Enclave
Quartz (Q)	47,80	46,85	42,97	32,99	28,28	32,06	42,94	14,43
Corundum(C)	2,94	4,73	1,87				1,04	
Orthoclase(Or)	20,45	20,80	24,76	31,62	33,03	31,73	22,69	17,49
Albite(Ab)	24,12	22,00	29,02	28,09	30,63	29,19	29,62	30,97
Anorthite(An)	2,76	4,50	2,80	0,48	2,30	0,17	3,71	16,30
Diopside(Di)				1,74	0,58	2,67		0,10
Hypersthene(Hy)	0,17	0,20	0,17	1,22	1,90	1,12	0,12	3,96
Magnetite(Mt)	0,06			0,67	0,74	0,64		
Ilmenite(Il)	0,15	0,17	0,09	0,82	0,95	0,95	0,11	0,32
Apatite(Ap)	0,02	0,02	0,05	0,12	0,12	0,12	0,02	0,21
Hematite(Hm)	2,16	2,26	1,22				1,36	10,33
Titanite(Tn)								4,30
Rutile(Ru)		0,23	0,05				0,07	
	56A	15	105	116A	205	115	16*	
	Porfíritico rosa	Porfíroide Rapakivi	Porfíroide Rapakivi	Porfíroide Rosa	Equigranular rosa média	Equigranular rosa grossa	Porfíroide rosa média	
Quartz (Q)	44,90	36,83	32,80	31,21	28,16	38,22	47,21	
Corundum(C)	1,91	1,06					1,39	
Orthoclase(Or)	18,32	25,35	33,09	28,72	29,25	27,83	22,10	
Albite(Ab)	31,99	31,05	27,66	30,63	30,63	28,97	25,05	
Anorthite(An)	2,07	4,40		2,22	1,33		3,61	
Diopside(Di)			1,63	0,65	1,17	2,33		
Hypersthene(Hy)	0,57	0,12	0,57	2,79	4,57	0,70	0,12	
Magnetite(Mt)	0,05		0,54	0,71	0,03			
Ilmenite(Il)	0,09	0,11	0,61	1,01	1,03	0,32	0,09	
Apatite(Ap)	0,02	0,02	0,12	0,19	0,19	0,05	0,02	
Acmite(Ac)			0,60			0,29		
Hematite(Hm)	1,31	1,89					1,83	
Rutile(Ru)		0,22					0,17	

Tabela 1: tabela com as composições minerais normativas para diferentes fácies do Granito São Francisco.

Os teores de quartzo normativo para as rochas graníticas são bastante variáveis e vão de 28 a 48%, sendo que as rochas que apresentam maior quantidade desse mineral são as porfíroide rosa média e porfíritica rosa. As proporções de ortoclásio e albite costumam ser semelhantes e não variam expressivamente nas diferentes fácies, exceto na amostra do enclave, onde ocorre um predomínio de albite em relação ao K-feldspato.

A alta porcentagem de anortita na amostra do enclave se deve ao alto conteúdo de CaO nessa rocha.

Analisando as normas das diferentes fácies é possível observar que algumas amostras das fácies porfiróide rosa média, porfiróide rapakivi e porfirítica rosa apresentam coríndon normativo, que representa o caráter peraluminoso dessas fácies. Diferentemente, algumas amostras da fácies porfiróide rapakivi apresentam acmita normativa, que é uma característica de rochas peralcalinas. As demais amostras que não apresentam coríndon ou acmita normativa apresentam diopsídeo, que é um indicativo de caráter metaluminoso. Essas características também podem ser observadas no diagrama A/CNK vs. A/NK (diagrama 6).

Como os minerais hidratados não entram no cálculo da norma, o alto teor de FeO_i o enclave gera como produto uma quantidade de hematita modal em torno de 10%.

Um aspecto interessante é que alguns minerais anidros que são típicos do estágio pós-magmático não são encontrados na mineralogia normativa (e.g. titanita, carbonato, etc), provavelmente porque a sequência de cristalização proposta para o cálculo das proporções normativas não são obedecidas ou por possíveis alterações na composição química das rochas durante o estágio hidrotermal.

Plotando os dados normativos em um diagrama Q-Ab-Or é possível observar que os granitos plotam em campos que indicam cristalização sob pressões relativamente baixas (diagrama 11).

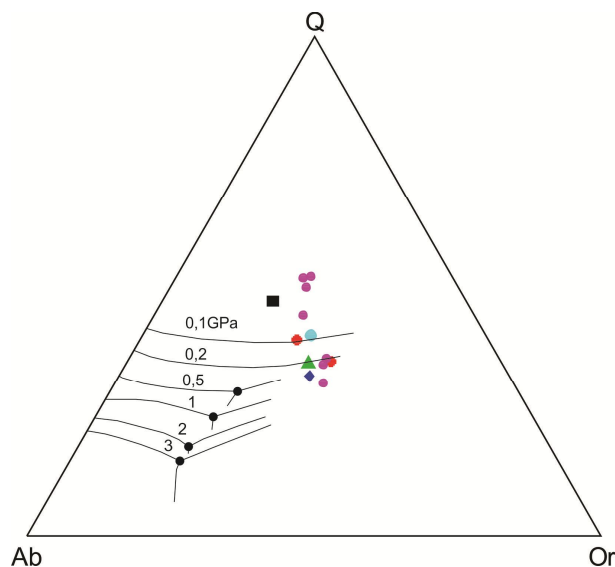


Diagrama 11: Diagrama Ab-Q-Or com linhas cotéticas para diferentes condições de pressão.

Aliando os dados geoquímicos de rocha total com alguns dados de química mineral é possível estimar algumas condições de cristalização como a temperatura, pressão e fO_2 . A fim de se obter informações sobre os parâmetros intensivos de cristalização do Granito São Francisco, dados de química mineral em biotita foram utilizados para determinar a fO_2 e os dados geoquímicos inéditos e os apresentados por Godoy (1989) foram utilizados para estimar as temperaturas de saturação em zircão e apatita.

8.6.1 - Temperaturas de saturação

Segundo Watson & Harrison (1983), os primeiros estudos realizados a respeito de saturação de Zr em magmas foram realizados sob temperaturas da ordem de 700 – 800°C com o objetivo de se estimar a quantidade de Zr necessária para saturar diferentes tipos de magmas. Conforme os estudos evoluíram, trabalhos posteriores revelaram que magmas relativamente mais básicos conseguem manter uma quantidade maior de Zr dissolvido quanto comparado com magmas mais ácidos sob mesmas condições de temperatura e pressão.

Portanto, percebeu-se que era necessário levar em consideração a concentração dos elementos K_2O , Na_2O , CaO , SiO_2 e Al_2O_3 para se estimar as temperaturas de saturação de Zr no magma, além da concentração desse elemento propriamente dito.

Essas estimativas foram realizadas para o Granito São Francisco em 16 amostras de granitos e 1 amostra de um enclave quartzo monzodiorítico retiradas de Godoy (1989) e para 2 análises inéditas cedidas pelo orientador, sendo uma pertencente a uma fácies granítica e outra, à fácies quartzo monzodiorítica. Os resultados indicam temperaturas de saturação médias para os granitos de 819°C com desvio padrão de 54°C e de 825°C para o enclave. O alto desvio padrão para as amostras graníticas ocorre pelo fato de existirem valores discrepantes com altos teores de SiO_2 , como o caso das amostras 56A e 16*.

Harrison & Watson (1984) seguindo uma linha de raciocínio semelhante realizaram experimentos para determinar a taxa de dissolução de apatita em temperaturas que variam entre 850 – 1500°C em processos de fusão parcial. Se o caminho tomado for o inverso, é possível obter informações sobre a cristalização desse mineral como abaixamento da temperatura, o que permite estimar as temperaturas de saturação em apatita para diferentes tipos de magma, assim como as temperaturas de saturação em Zr.

As temperaturas de saturação em apatita também foram calculadas para as mesmas amostras e apresentam valor médio de 842°C para os granitos com desvio padrão de 48°C. Ao analisar os dados observa-se que as temperaturas de saturação para as amostras com maior quantidade de SiO_2 (~806°C) são menores que as que apresentam teores menores

desse óxido (~889°C), com exceção do enclave quartzo monzodiorítico, que apresenta valores de aproximadamente 750°C (diagrama 12).

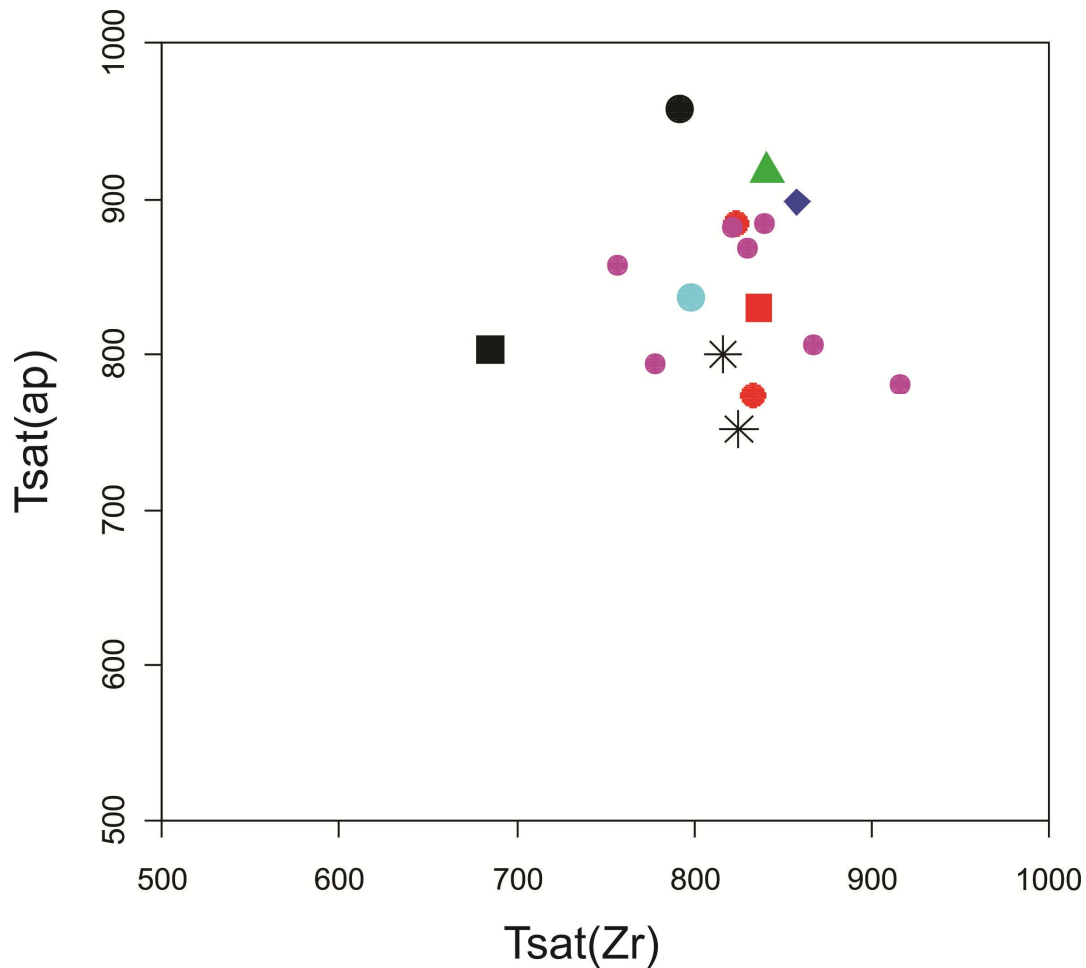


Diagrama 12: Diagrama de temperatura de saturação em Zr *versus* temperatura de saturação em apatita para diferentes amostras do Granito São Francisco.

8.6.2 - Pressão

Devido à falta de dados químicos para anfibólios, as inferências sobre as condições de pressão foram retiradas de Dehler (2000) e comparadas com as observações petrográficas.

O barômetro utilizado calcula as condições de pressão com base na quantidade de Al(IV) em anfibólios através da equação: $P = -3,92 + 5,03Al^{IV}$. Os resultados apontam para pressões de cristalização em torno de 0,8 – 1,8 kbar. Ou seja, a colocação do Granito São Francisco se deu em condições de crosta relativamente rasa. Feições petrográficas de colocação rasa, como a presença de texturas microgranofíricas, são compatíveis com as condições estimadas.

8.6.3 - Condições de fO_2

Anderson et al. (2008) mostram que nem sempre os óxidos de Fe-Ti preservam as composições magmáticas originais, particularmente nas rochas graníticas mais evoluídas, e, portanto, o oxibâmetro biotita, K-feldspato e magnetita seria mais adequado para determinar as condições redox de cristalização do magma.

Segundo estes autores, o tamponamento do sistema ocorre de acordo com a reação (1):



Assim, à medida que a molécula de annita é consumida para a formação de feldspato potássico e magnetita sob condições progressivamente mais oxidantes, as composições das biotitas tornam-se mais ricas na molécula de flogopita magnesiânica e desta forma o número #Fe da biotita [= Fe/(Fe+mg), em cations] tende a diminuir com o incremento da pressão parcial de O_2 .

Tendo isso em mente, o diagrama de classificação proposto por Anderson et al. (2008) que considera os parâmetros #Fe e Al^T em biotitas, foi utilizado para estimar as condições redox de cristalização do Granito São Francisco (diagrama 13). Nesse diagrama é possível distinguir os granitos pertencentes à série da ilmenita, que são granitos mais reduzidos, e os pertencentes à série da magnetita, que são relativamente mais oxidados.

O que se observa no granito São Francisco é que as rochas cristalizaram-se sob baixa fO_2 , pertencendo à série da ilmenita assim como os granitos Wiborg, Pikes Peak, Wolf River e Montello, analisados pelos autores. Ou seja, a biotita é significativamente mais rica no componente FeO_t comparado aos valores de MgO , o que representa uma baixa quantidade desse óxido disponível no sistema para a cristalização de magnetita.

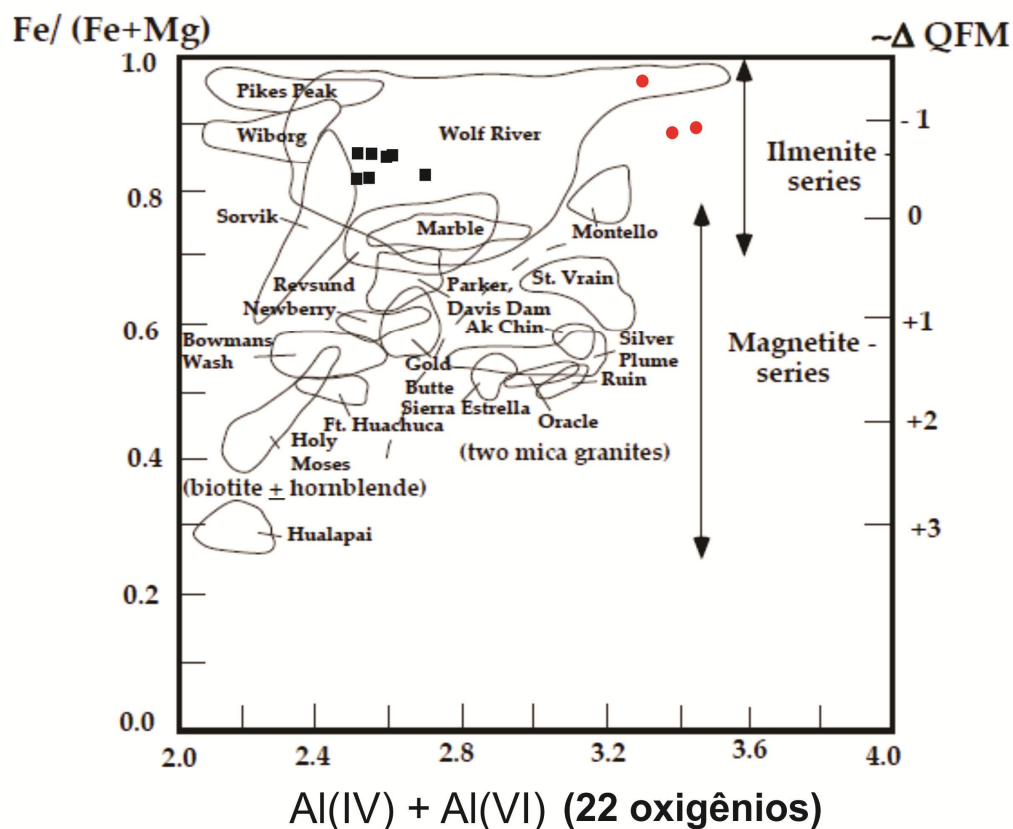


Diagrama 13: classificação dos granitos de acordo com a fugacidade de oxigênio em séries da ilmenita e magnetita. Retirado de Anderson et al (2008). As amostras pretas representam análises de biotita da amostra HDS25 e as amostras vermelhas, a amostra HDS51.

9 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os trabalhos de campo e estudos petrográficos permitiram a classificação do Granito São Francisco em diferentes facies, assim como o proposto pela literatura (Godoy, 1989; Dehler, 2000). Nota-se que existe um predomínio das fácies sienogranito rapakivi porfirítico grosso e monzogranito rapakivi porfirítico grosso, sendo que a única diferença entre essas duas fácies é a razão entre plagioclásio e K-feldspato, de modo que nos monzogranitos os megacristais de K-feldspato são mais frequentemente manteados por oligoclásio.

Normalmente, nas bordas do corpo são encontradas rochas menos evoluídas caracterizando a fácies quartzo monzodiorítica. Devido ao fato de ocorrer próxima as bordas do corpo, principalmente na borda sul, essas rochas ocorrem tipicamente com fortes feições de deformação de estado sólido podendo gerar, por vezes, uma foliação milonítica concordante com a atitude das zonas de cisalhamento de limitam o corpo de direção ENE-WSW.

O aspecto cumulático é frequentemente encontrado no Granito São Francisco, onde os megacristais de K-feldspato apresentam uma pequena quantidade de minerais intersticiais. Próximos aos locais onde isso ocorre é possível observar a ocorrência de fácies

mais diferenciadas como os sienogranitos equigranulares médios. Provavelmente esses líquidos mais diferenciados sejam originados por processos de *filter pressing* do líquido intercumulus. Vale ressaltar que essas estruturas são típicas de base de câmaras magmáticas, onde os cristais se acumulam por processos gravitacionais.

As análises petrográficas e de microsonda eletrônica permitiram analisar com mais detalhe as diferentes fácies e o registro dos processos hidrotermais aos quais as rochas foram submetidas. Os aspectos microestruturais e texturais permitiram distinguir as fases minerais magmáticas das fases hidrotermais conforme descrito no capítulo de petrografia microscópica.

Com base nesses estudos foi possível distinguir diferentes zonas de alteração hidrotermal como as de albitização, alteração potássica, propilítica, sericítica e, de forma menos expressiva, carbonatação e silicificação. Também foi possível distinguir o modo de ocorrência dessas alterações sendo pervasiva, seletivamente pervasiva ou fissural, além de correlacionar os diferentes tipos de alteração cronologicamente. O que se observa é que as zonas de alteração mais precoces e de mais alta temperatura são tipicamente pervasivas e seletivamente pervasivas (e.g. alteração potássica). Diferentemente, as alterações mais tardias tendem a ocorrer de modo fissural (e.g. carbonatação), embora a alteração sericítica possa ocorrer de modo pervasivo em algumas rochas.

Feições como o sobrecrecimento de monazita em apatita magmática e de apatita ricas em ETR nas próprias apatitas magmáticas, bem como a presença de carbonatos de ETR sugerem que os fluidos hidrotermais das zonas de alteração potássica são enriquecidos em ETR, principalmente os mais leves.

Nas zonas de alteração propilítica é possível observar uma relação entre apatita, monazita e epidoto, onde as bordas de apatita perdem Ca e adquirem ETR na sua estrutura, onde são gerados fosfatos de ETR (monazita) ou apatitas mais enriquecidas em ETR onde o processo é menos intenso. Posteriormente, o Cálcio retorna ao sistema com a cristalização de epidoto. Esse processo pode ser observado em agregados hidrotermais que possuem núcleos de composição apatítica e monazítica com bordas compostas por epidoto.

Os dados de susceptibilidade magnética permitiram separar as rochas em dois grupos com valores contrastados. As rochas típicas das zonas de alteração propilítica e potássica apresentam valores altos de SM, diferente das rochas da zona de alteração sericítica. Nas rochas que apresentam valores de SM mais elevados foram observados cristais de magnetita e ilmenita, que são minerais magnéticos. Por outro lado, na zona de alteração sericítica não foram encontrados minerais magnéticos, o que caracteriza uma baixa SM.

Geoquimicamente, a classificação dos granitos como granitos de tipo-A é compatível com o já proposto na literatura, onde a análise da fácies granítica plota no campo dos granitos intra-placa e apresenta um padrão de ETR compatível com o proposto para granitos

pós-colisionais. Diferentemente, a fácies quartzo monzodiorítica foi caracterizada como um magmatismo de arco vulcânico e com um padrão de ETR diferente da fácies granítica.

Segundo os diagramas de classificação de Frost et al. (2001), os granitos são tipicamente ferroanos por apresentarem um alto #Fe, preferencialmente álcali-cálcico a cálcio-alcálico e, de acordo com a razão entre Al e álcalis, como granitos metaluminosos a peraluminosos.

Os aspectos texturais permitiram caracterizar o zircão e a apatita como fases que se cristalizaram precocemente em meio a uma grande quantidade de material líquido. Por isso, os dados de temperatura de saturação em Zr e apatita devem apontar para temperaturas próximas as temperaturas de *liquidus*, que corresponde a temperatura onde se iniciou a cristalização das primeiras fases minerais. Essas temperaturas são de aproximadamente 820 e 840°C para as rochas graníticas e quartzo monzodioríticas, respectivamente.

As condições de fO_2 foram estimadas com base nos valores de #Fe e Al encontrados em biotitas. O resultado aponta para a cristalização do granito em ambiente relativamente reduzido, compatível com os granitos da série da ilmenita. Porém, o que se observa como a evolução do sistema é um aumento dos valores de fO_2 , onde são cristalizadas fases como magnetita e hematita no estágio magmático e até hematita em estágios hidrotermais.

10 - CONCLUSÕES

Este trabalho teve como objetivo a caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica com ênfase aos aspectos tardi e pós-magmáticos no Granito São Francisco, inserido na Província Granítica Itu.

Petrograficamente, o Granito São Francisco pode ser dividido em diferentes fácies, onde predominam biotita monzo a sienogranitos rapakivi porfíricos grossos podendo conter anfibólio em alguns casos, embora também ocorram sienogranitos equigranulares médios associado as variedades principais e quartzo monzodioritos próximos as bordas do corpo. Feições de colocação em ambiente crustal relativamente raso podem ser observada pela presença de texturas de intercrescimento granofírico.

Conforme apresentado neste trabalho, algumas variedades são produtos de processos de diferenciação internas ao corpo, como pode ser visto na relação entre sienogranitos equigranulares hololeucocráticos e monzogranitos rapakivi cumuláticos grossos, onde as rochas mais diferenciadas parecem terem sido “expulsas” por processos de *filter pressing*.

Em todas as unidades descritas foram observados feições de alteração hidrotermal de diferentes tipos e estilos, de modo que, quando o processo se deu de forma mais intensa, o reconhecimento da rocha progenitora se torna impossibilitado, como é o caso das

alterações sericítica e propilítica. Essas alterações foram divididas quanto ao seu tipo e estilo de acordo com a revisão proposta para o tema neste trabalho.

Os tipos de alteração identificados são a albitização, alteração potássica, alteração propilítica, alteração sericítica e, de modo menos intenso, carbonatação e silicificação.

Com base nos aspectos estruturais e texturais é possível hierarquizar esses processos no tempo, de modo que a albitização representa a alteração mais precoce encontrada no Granito São Francisco e ocorre de forma pervasiva. Os processos de alteração potássica e propilítica ocorrem posteriormente, como pode ser observado em lamelas de exsolução albitizadas que foram transformadas em K-feldspato durante a alteração potássica. Por fim, a alteração sericítica, a carbonatação e a silicificação ocorrem sob temperaturas mais baixas e em estágios mais tardios da evolução hidrotermal. Essas alterações de mais baixa temperatura tendem a ocorrer de modo fissural, embora a alteração sericítica tenha sido encontrada de modo pervasivo, onde os cristais de biotita e feldspatos são totalmente substituídos por sericita, de modo que apenas os cristais de quartzo são reconhecidos e ainda assim, com fortes feições de dissolução conforme mencionado na petrografia.

A mineralogia acessória é praticamente a mesma para as diferentes fácies do granito, embora as fácies mais evoluídas apresentem um aspecto particular que é a presença de topázio como um mineral acessório. Do contrário, zircão, monazita, apatita e ilmenita caracterizam as fases acessórias mais comuns.

Os minerais de alteração são diversos e sua distribuição se dá de acordo com as zonas de alteração. Na zona de albitização ocorrem como minerais hidrotermais apenas cristais de albita, quartzo e topázio. Na zona de alteração potássica, são observados cristais de K-feldspato com microinclusões de hematita, biotita verde e poiquilítica, fluorita, apatita, monazita, titanita e carbonatos de ETR como integrantes da mineralogia pós-magmática. Albita, epidoto, clorita e carbonatos são os minerais típicos da zona de alteração propilítica. Como produto da alteração sericítica são formados apenas finos cristais de sericita que mimetizam as formas pretéritas dos cristais de biotita e feldspatos. Devido ao fato do Fe, Mg e Ti não entrarem na estrutura da sericita, são formados cristais de hematita e rutilo como subproduto da alteração da biotita para sericita.

Não foi possível caracterizar geoquimicamente os processos de alteração devido a problemas apresentados pelo equipamento de FRX do Instituto de Geociências da USP. Porém, dados encontrados na literatura aliados a dados inéditos cedidos pelo orientador deste trabalho foram utilizados para caracterizar o granito estudado. Os dados confirmam o caráter de tipo-A do Granito São Francisco tanto em diagramas de classificação do ambiente tectônico quanto no comportamento dos ETR.

Mesmo sem as análises das amostras previamente selecionadas com base nos aspectos petrográficos, é possível inferir que os fluidos eram ricos em ETRL, conforme pode

ser observado na zona de alteração potássica, onde são formados sobrecrecimento de fases primárias por fases ricas em ETR como a substituição de apatita para monazita, ou de apatita para apatita rica em ETRL, além da presença de minerais de ETR como é o caso dos carbonatos de ETR.

Os valores de susceptibilidade magnéticas atestam para valores muito baixos para as amostras da zona de alteração sericítica, que pode ser atribuída a ausência de minerais magnéticos como a ilmenita ou magnetita. Nessas rochas o TiO_2 presente na biotita é incorporado no retículo do rutilo, diferentemente das outras zonas de alteração, onde o TiO_2 é incorporado pela ilmenita. Por outro lado, ainda nessas rochas a ausência de magnetita se deve ao alto valor de $f\text{O}_2$, onde a magnetita se desestabiliza para a formação de hematita, que não apresenta caráter magnético.

A ausência de ocorrências de mineralizações pode estar associada ao elevado nível de erosão na região. Sabendo que os fluidos hidrotermais tendem a ascender, podendo atingir a superfície, espera-se que as alterações sejam mais intensas nas cúpulas das intrusões graníticas. Conforme mencionado anteriormente, aspectos estruturais como as feições cumuláticas são típicas de zonas mais profundas, o que apóia a idéia de que a ausência de mineralizações esteja associada à erosão da porção superior do Granito São Francisco.

11 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Anderson, J. L., Barth, A. P., Frank Mazdab, J. L. W. 2008. Thermometers and Thermobarometers in Granitic Systems. *Reviews in mineralogy & Geochemistry*, v. 69, p. 121 – 142.

Bettencourt, J. S., Leite Jr, W. B., Goraieb, C. L., Sparrenberger, I., Bello, R. M. S., Payolla, B. L. 2004. Sn-polymetallic greisen-type deposits associated with late-stage rapakivi granites, Brazil: fluid inclusions and stable isotope characteristics.

Bongiolo, E. M., Renac, C., Mexias, A. S., Gomes, M. E. B., Ronchi, L. H., Patrier-Mas, P. 2011. Evidence of Ediacaran glaciation in southernmost Brazil through magmatic to meteoric fluid circulation in the porphyry-epithermal Au-Cu deposits of Lavras do Sul. *Precambrian Research*. 189: 404 - 419

Bonin, B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, "A-type granites in space and time", 97, 1-29.

Boynnton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, p. 63-114.

Cordani, U.G., Bittencourt, I. 1967. Determinação de idades Potássio-Argônio em rochas do Grupo Açungui. *In: Anais do XXI Cong. Bras. Geol.*, p. 218-233.

Dehler, H.R.S. 2000. Química Mineral e Petrografia do Maciço Granítico Rapakivi São Francisco, Sudeste do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Fetter, A.H., Hackspacher, P.C., Ebert, H.D., Dantas, E.L., Costa, A.C.D. 2001. New Sm/Nd and U/Pb geochronological constraints on the Archean to Neoproterozoic evolution of the Amparo Basement Complex of the Central Ribeira Belt southeastern Brazil. *In: South-American Symposium on Isotope Geology*, p. 36 (CD-ROM)

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*, v. 42, p. 2033-2048.

Galembeck, T.M.B., Wernick, E., Godoy, A.M. 1999. Tipologia de Zircão do Complexo Granitóide Itu-SP. *In: Boletim de Resumos do VI Simpósio de Geologia do Sudeste. Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 1, p. 42.

Gifkins C., Herrmann W., Large R. 2005. Altered volcanic rocks. Hobart, Tasmania, Center for Ore Deposit Research, University of Tasmania, 275 pp.

Gualda, G.A.R., Vlach, S.R.F. 2007. The Serra da Graciosa A-type granites and syenites. Part 1: Regional setting and geological characterization. *In: Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 79, p. 405-430.

Guilbert B.L. & Park P.M. 1986. The geology of ore deposits. New York, USA, W.H. Freeman and Co., 985 pp.

Godoy, A.M., Hackspacher, P.C., Oliveira, M.A.F., Araujo, L.M.B. 2010. Evolução geológica dos batólitos granitoides neoproterozóicos do sudeste do estado de São Paulo. *Geociências*, v. 29, p. 171-185.

Godoy, A. M. 2003. Estudos Geológicos das Rochas Granitoides e Metamórficas e suas aplicações como Rochas Ornamentais e de Revestimento. Livre Docência, UNESP.

Godoy, A. M., Gomes, A.B., Hackspacher, P.C., Galembeck, T.M.B. 1999. Geoquímica de elementos terras raras do Complexo Granitóide Rapakivi São Francisco, Sp. *In: V Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa e VII Congresso Brasileiro de Geoquímica*, p. 511-513.

Godoy, A.M., Wernick, E., Diefenbach, K.W. 1992. Arquitetura e evolução magmática do Complexo Rapakivi São Francisco-SP. *In: Anais do XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 332-333.

Godoy, A.M. 1989. Caracterização faciológica, petrográfica e geoquímica dos Maciços Sorocaba e São Francisco-SP. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Hanchar, J. M., Watson, E. B. 2003. Zircon saturation thermometry. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, v. 53, p. 89-112.

Harrison, T. M., Watson, E. B. 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. *Geochimica et cosmochimica acta*, v. 48, p. 1467-1477.

Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Bistrichi, C.A. 1978. Os granitos e granitoides da Região de Dobramentos Sudeste nos estados de São Paulo e Paraná. *Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 6, p. 2594-2608.

Hasui, Y. 1973. Tectônica da área das folhas de São Roque e Pilar do Sul. Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Hasui, Y., Hama, M. 1972. Geocronologia do Grupo São Roque pelo método potássio-argônio. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 2, p. 18-24.

Janasi, V.A., Vlach, S.R.F., Campos Neto, M.C., Ulbrich, H.H.G.J. 2009. Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, Southeastern Brazil: Petrological and tectonic significance. *Canadian Mineralogist*, 47: 1505-1526.

Janasi, V.A., Vlach, S.R.F., Campos Neto, M.C. 2006 Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, SE Brazil: petrological and tectonic significance. *In: Symposium on Magmatism, Crustal Evolution and Metallogeneses of the Amazonian Craton*, p. 58.

Juliani, C., Corrêa-Silva, R. H., Monteiro, L. V. S., Bettencourt, J. S., Nunes, C. M. D. 2002. The Batalha Au-granite system – Tapajós Gold Province, Amazonian craton Brazil: hydrothermal alteration and regional implications. *Precambrian Research*, 119: 225 – 256.

Kaul, P.F.T. 1984. Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sul-sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG.22-Curitiba e SG.23-Iguape. *In: Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 2815-2825.

Kinnaid, J. A. 1984. Hydrothermal alteration and mineralization of the alkaline anorogenic ring complexes of Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 3: 229 – 251.

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

Pirajno F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer. 1273 pp.

Robb L. 2004. *Introduction to Ore-forming Processes*. Blackwell Publishing, Oxford, 373 pp.

Sillitoe, R. H. 2010. Porphyry Copper Systems. *Society of Economic Geology*, 105: 3 – 41.

Vlach, S.R.F. 2001. Microprobe monazite constraints for an early (ca. 790 Ma) Brasiliano Orogeny: the Embu Terrane, Southeastern Brazil. *In: III South American Symposium on Isotope Geology*, p. 265-268.

Vlach, S.R.F., Janasi, V.A., Oliveira, Vasconcellos, A.C.B.C. 1991. O magmatismo granitóide tardi- a pós-orogênico de idade brasileira do Estado de São Paulo. *Boletim do Instituto de Geociências da USP, São Paulo*, v. 9, p. 99-101.

Vlach, S.R. F., Janasi, V.A., Vasconcellos, A.C.B.C. 1990. The Itu Belt: associated calc-alkaline and aluminous A-type late brasileiro granitoids in the States of São Paulo and Paraná, Southern Brazil. *In: Anais do XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 1700-1711.

Watson, E. B., Harrison, T. M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 64, p. 295 – 304.

Wernick, E. 2000. Arc-related rapakivi granites from the Ribeira Fold Belt, SE Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 30: 20-24.

Whalen, J. B., Curie, K. L., Chappel, B. W. 1987. A-type granites: chemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407 – 419.

ANEXOS