

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOQUÍMICA E GEOLOGIA DE ROCHAS CRISTALINAS DA REGIÃO
METROPOLITANA DE SÃO PAULO

Renato Bezner Martinez

Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2012 / 40)

SÃO PAULO
2012

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOQUÍMICA E GEOLOGIA DE ROCHAS CRISTALINAS DA REGIÃO
METROPOLITANA DE SÃO PAULO

Renato Bezner Martinez

De acordo, Orientador: Prof. Dr. Renato de Moraes

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2012/40)

SÃO PAULO
2012

AGRADECIMENTOS

E se passaram cinco anos. Os cinco anos mais curtos que já vivi, de muito aprendizado, muitas amizades e experiências. Durante esse tempo convivi com pessoas de todos os tipos, de uma maneira tão intensa que jamais pude imaginar. Foram inúmeros campos, relatórios, viagens, festas, bandejões e partidas de pebola. Provavelmente passei mais tempo na Geologia do que em casa durante esse período, e mesmo em casa, a geologia foi e continua sendo assunto. E mesmo depois de todo esse tempo, como agradecer a todas as pessoas que fizeram parte desta etapa da minha vida? Por quem começar?

Acho que nada mais justo é começar por meus pais, Ricardo e Marilda, que sempre me apoiaram em tudo o que fiz e me fizeram ser o que sou hoje em dia, sempre com muito amor e dedicação. Ao meu irmão Mauricio, que reviveu meu gosto pela geologia (agora uma paixão), e a toda minha família. Obrigado! Amo todos vocês!

Agradeço a todos da Turma 51! Especialmente aos que sempre estiveram comigo, Bucetauro, Craca, Cutassolto, Funério, Habiba, Horácio, Klítoris, Kuprólito, Mela-saco, Mocinha, Peluda, Perobo, Perva, Piriguete, Planária, Sheila, Syphylys, Vaselina e Lêbio, cada um, de uma forma ou de outra, foi, é, e será muito importante em minha vida. A todos os atletas e torcedores do meu querido clube de futebol geológico “Flatulentos”, ao qual sempre tive muito orgulho de fazer parte.

Minha formação como geólogo, que culminou nesse trabalho de formatura, não seria possível sem as incontáveis horas de aulas teóricas e práticas, por isso, agradeço a todos os professores que me ensinaram tudo o que sei hoje, em especial ao professor, doutor, orientador, xará, amigo e consultor musical, Renato de Moraes, principalmente por ter me aguentado nesses mais de dois anos de convivência e de troca de conhecimentos.

Sou muito grato ao geólogo Marcelo Denser Monteiro (“Cascatinha”) por ter possibilitado a realização desse trabalho, sempre ao meu lado, desde a aquisição das amostras, a todo o pessoal da laminação e da química, e ao Samuca, pela assistência na preparação das amostras, sempre com a maior disposição e boa vontade.

Por fim, não poderia deixar de agradecer à Geologia, que me proporcionou conhecer um novo mundo com pessoas incríveis, e com certeza, mais cidades de Minas Gerais que muito mineiro.

RESUMO

O arcabouço geológico da Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) é formado por terrenos policíclicos do Cinturão de Dobramentos Ribeira (Hasui *et. al*, 1975), constituídos por rochas metamórficas, migmatitos e granitoides, distribuídos entre as unidades litoestratigráficas do embasamento pré-cambriano: complexos Costeiro e Embu e grupos São Roque e Serra do Itaberaba. Sobre essas unidades estão dispostas rochas sedimentares cenozoicas das bacias sedimentares de São Paulo e Taubaté, além dos depósitos coluviais e aluviais quaternários. Para o presente trabalho, os estudos foram concentrados na caracterização petrográfica e geoquímica de gnaisses, migmatitos e granitoides de três unidades: Complexo Embu, Granito Cantareira e granitoide da Vila Prudente.

Para o Complexo Embu, amostrado na região sudoeste da cidade de São Paulo, os litotipos descritos mais característicos e representativos são biotita gnaisse metatexitico, biotita gnaisse e protomilonito de gnaisse e/ou migmatito. Rochas subordinadas, como o granodiorito e o álcali-feldspato granito, devido a suas aparentes pequenas dimensões, são interpretados como corpos ígneos não mapeáveis em escala regional. O grau metamórfico ao qual essas rochas foram submetidas foi de fácies anfibolito superior, condizente à literatura, que devido a inexistência de paragêneses diagnósticas, é estabelecido pela presença de fusão parcial com geração de neossoma, e pelas relações texturais no protomilonito que indicam temperatura mínima de 750 °C.

O Granito Cantareira foi amostrado desde a zona norte a central da cidade de São Paulo, e seus litotipos variam na região de biotita granodiorito porfirítico, biotita tonalito a tipos pegmatoides (tipo Petrópolis), com comuns enclaves de microgranitoide tonalítico, e protomilonitos em porções restritas. Quanto à química, são rochas cálcio-alcálicas de quimismo peraluminoso, ricas em elementos terras-raras nos termos menos diferenciados.

O granitoide da Vila Prudente, região sudeste da cidade de São Paulo, é formado por rochas orientadas de composição sienogranítica, com tipos tonalíticos subordinados. Assim como o Granito Cantareira, são rochas cálcio-alcálicas de quimismo peraluminoso. A orientação geral das rochas se deu por deformação tectônica, evidenciada pela orientação de biotita e recristalização de quartzo e feldspato.

Apesar do Granito Cantareira ser diferente do granitoide da Vila Prudente, ao que tange mineralogia, estruturas, texturas e composição química, aspectos químicos indicam que ambas as unidades têm gênese relacionada a ambientes de subducção ou por retrabalhamento de material crustal.

ABSTRACT

The geological framework of the Metropolitan Region of São Paulo (MRSP) is formed by polycyclic terrains of the Ribeira Fold Belt (Hasui *et. al*, 1975), which is composed of metamorphic rocks, migmatites and granitoids, and comprises the lithostratigraphic units of the Precambrian basement: Costeiro and Embu Complexes and São Roque and Serra do Itaberaba Groups. At the top of these units are seat cenozoic sedimentary rocks of the São Paulo and Taubaté Sedimentary Basins, as well as quaternary alluvial and colluvial deposits. For the present work, the studies are focused on petrographic and geochemical characterization of gneisses, migmatites and granitoids of three units: Embu Complex, Cantareira Granite and granitoid of Vila Prudente.

For the Embu Complex, sampled in the southwestern of São Paulo city, the characteristic and representative lithotypes described are biotite metatextitic gneiss, biotite gneiss and protomylonite of gneiss or migmatite. Subordinated rocks, as granodiorite and alkali-feldspar granite are interpreted as igneous bodies not mappable on a regional scale. The deformation and metamorphism underwent on upper amphibolite facies, befitting literature, and due to the lack of diagnostic paragenesis, it is established by the presence of partial melt with neosome segregation and by protomylonite textures, minimum temperature of 750 °C.

The Cantareira Granite was sampled from north to central region of São Paulo city, and its lithotypes vary in the region as porphyritic biotite granodiorite, biotite tonalite to pegmatoid types, known as Petrópolis type, with common tonalitic microgranitoid enclaves, and protomylonites in restricted portions. The geochemistry points to a calc-alkaline series, peraluminous characteristic, and enrichment in rare earth elements at the most primitive samples.

The granitoid of Vila Prudente, southeast of the city of São Paulo, is formed by sienogranite, with subordinated tonalite, both with orientation. Just like the Cantareira Granite, these rocks are calc-alkaline and peraluminous. The general orientation of the rocks occurred due to tectonic deformation, evidenced by the orientation of biotite and recrystallization of quartz and feldspar.

Despite the Cantareira Granite be different from the granitoid of Vila Prudente, with respect to mineralogy, structure, texture and chemical composition, chemical aspects indicate that both units have originated in a subduction-related tectonic setting or were formed due to reworking of crustal material.

Sumário

1. INTRODUÇÃO	7
2. LOCALIZAÇÃO	7
3. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA	9
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	9
4.1. Revisão Bibliográfica.....	9
4.2. Petrografia	9
4.3. Geoquímica	10
5. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO	11
6. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	12
6.1. Contexto Tectônico Regional	12
6.1.1. <u>Segmento Central da Província Mantiqueira</u>	13
6.2. Geologia da Região Metropolitana de São Paulo	13
6.2.1. <u>Complexo Costeiro</u>	14
6.2.2. <u>Complexo Embu</u>	14
6.2.3. <u>Grupos São Roque e Serra do Itaberaba</u>	15
7. RESULTADOS.....	17
7.1. Localização dos furos de sondagem.....	17
7.2. Petrografia	17
7.2.1. <u>Complexo Embu</u>	18
7.2.2. <u>Granito Cantareira</u>	31
7.2.3. <u>Granitoide da Vila Prudente</u>	40
7.3. Geoquímica	44
7.3.1. <u>Elementos maiores e traços</u>	46
7.3.2. <u>Elementos Terras-Raras</u>	54
8. DISCUSSÃO	57
9. CONCLUSÕES	59
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	61

1. INTRODUÇÃO

A Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), inserida no contexto da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977), possui sua estruturação tectônica controlada por importante sistema de falhas transcorrentes NNE-SSW (Hasui *et al.*, 1975; Fernandes & Chang, 2003). Entre elas, as falhas de Taxaquara e de Caucaia são responsáveis por feições importantes da geologia da RMSP. Na altura do Rio Tietê ocorre a Falha de Taxaquara, a norte da qual situam-se rochas dos grupos São Roque e Serra do Itaberaba, intrudidas por corpos graníticos. A sul da Falha Caucaia, ocorrem terrenos geológicos distintos, associados à Faixa Ribeira: o Terreno Embu e, mais a sul, o Complexo Costeiro, ambos intrudidos por corpos graníticos neoproterozóicos (Hasui, 1975). Entre as falhas de Taxaquara e Caucaia, há a extensão norte do Domínio Apiaí, extensão do Batólito Agudos Grandes, terreno que perfaz parte significativa do embasamento da Bacia São Paulo (Campos Neto, 2000).

A região do alto Tietê, que engloba as porções central, leste e sudeste da RMSP, é recoberta pelas rochas sedimentares terciárias da Bacia de São Paulo (CPRM-DNPM, 1991). A bacia faz parte do Sistema de Riftes da Serra do Mar, responsável pela geração das bacias de Taubaté, Resende, Volta Redonda, Curitiba e a Depressão da Guanabara (Almeida, 1976).

O conhecimento sobre a geologia do embasamento cristalino de idade pré-Cambriana na RMSP é ainda relativamente precário, em boa parte devido à intensa urbanização da região. Com o planejamento das novas linhas metropolitanas do Metrô, grande quantidade de informação da geologia de subsuperfície da região metropolitana vem sendo adquirida e a caracterização petrográfica e geoquímica das rochas amostradas nas sondagens é necessária, não só para o avanço de sua caracterização, mas principalmente para o conhecimento dessa geologia. Sendo assim, este trabalho busca caracterizar alguns litotipos desse embasamento, pertencentes ao Complexo Embu, Granito Cantareira e granitoide existente na região da Vila Prudente, até então desconhecido.

2. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo compreende a Região Metropolitana de São Paulo, mais precisamente as regiões norte, central, sudoeste e sudeste da cidade de São Paulo, que se relacionam às linhas da Companhia do Metropolitano de São Paulo, laranja (norte e central), lilás (sudoeste) e verde (sudeste), e referem-se respectivamente a litotipos do Granito Cantareira, Complexo Embu e granitoide da Região da Vila Prudente (figura 1), sendo que os do Complexo Embu, devido à proximidade da amostragem, têm suas localizações

detalhadas na figura 2. Embora sejam localidades relativamente distantes umas das outras, todas as amostras utilizadas neste trabalho encontravam-se sob posse do Metrô, e estavam armazenadas em depósito próprio na Estação do Brás, região do Brás, zona central da cidade de São Paulo.

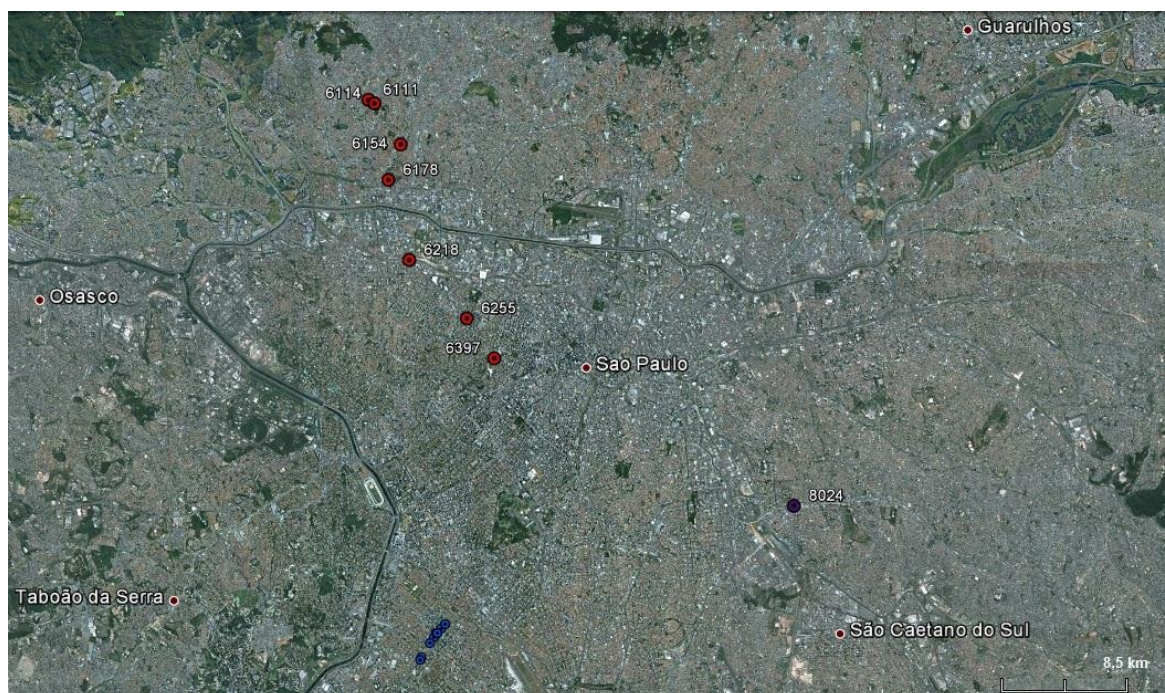


Figura 1 – Localização da área de estudo e das amostras. Símbolos vermelhos: Granito Cantareira; azuis: Complexo Embu; roxo: granitoide da Vila Prudente. Imagem extraída e adaptada de maps.google.com.br.

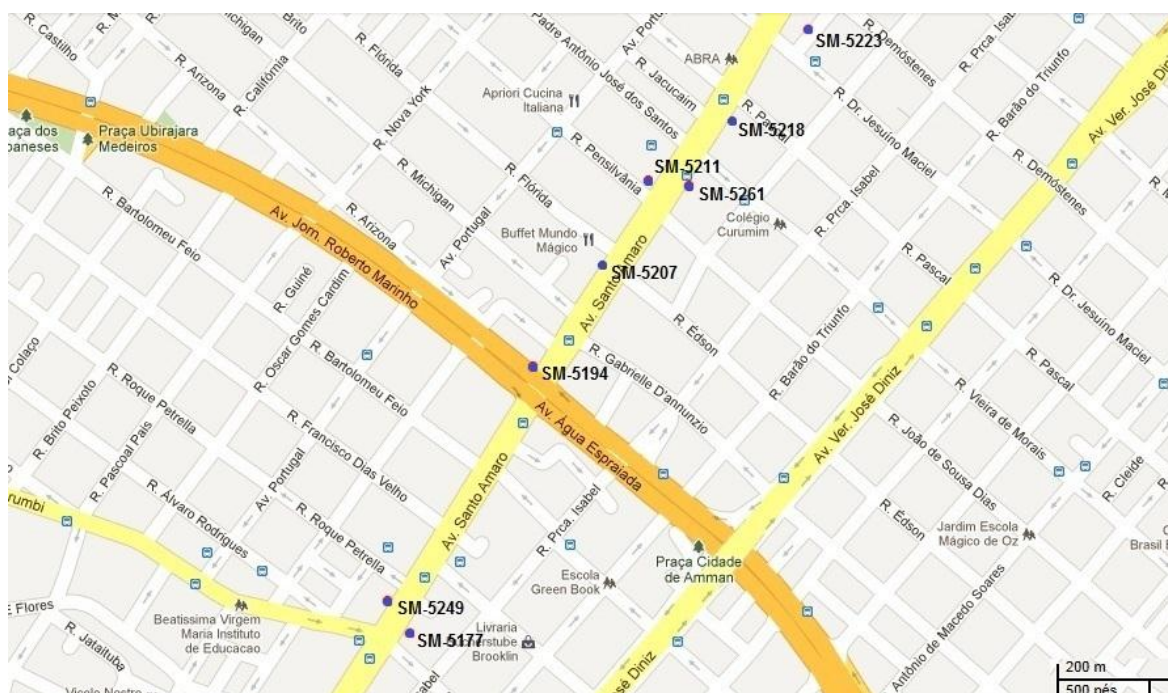


Figura 2 – Localização detalhada para as amostras do Complexo Embu. Imagem extraída e adaptada de maps.google.com.br.

3. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA

A geologia do embasamento cristalino da Região Metropolitana de São Paulo já foi fruto de diversas investigações (e.g. Coutinho, 1972; Tassinari, *et al.*, 1988; Juliani, 1993, Vlach, 1993, Rodriguez, 1998), mas é ainda conhecida de modo insatisfatório, especialmente pela quase inexistência de exposições de rochas frescas. A maior parte do que se conhece das rochas desse embasamento é proveniente de afloramentos da periferia de São Paulo e raríssimos afloramentos dentro da cidade. Entretanto, com as obras das novas linhas do Metrô, um expressivo volume de material de testemunhos de sondagem está disponível e pode ser estudado. Existem amostras de rochas frescas provenientes dessas sondagens que nunca foram observadas, pois não afloram na superfície por estarem encobertas pelas unidades da Bacia de São Paulo, como o caso do granitoide da região da Vila Prudente.

O acesso ao material desses furos de sondagem, através do Geólogo Marcelo Denser Monteiro (funcionário do Metrô), dá acesso a rochas frescas de locais em que a informação geológica é pobre e escassa. O objetivo do presente trabalho é o detalhamento litológico dessas rochas cristalinas, através de análises petrográficas e geoquímicas. O trabalho proposto, além de contribuir no avanço do conhecimento geológico da RMSP, dará subsídio, diretrizes e orientação para a fase de escavação das novas linhas do Metrô.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Revisão Bibliográfica

Com o objetivo de fornecer embasamento teórico, sustentar e auxiliar as descrições, discussões e conclusões do presente trabalho, foi realizada a revisão bibliográfica a respeito do contexto geológico regional e local da área de estudo. Para tanto, foram coligidos livros, teses e artigos relacionados ao tema e área em questão, disponíveis no acervo da biblioteca do Instituto de Geociências da USP e na base de dados *on-line* SciELO.

4.2. Petrografia

As amostras utilizadas no presente trabalho foram coletadas no depósito de testemunhos de sondagem da Companhia do Metropolitano de São Paulo, localizado no bairro do Brás, região central da cidade de São Paulo. Após as descrições macroscópicas realizadas com o auxílio de conhecimentos geológicos e petrológicos, lupa de bolso, e outros acessórios como canivete e ácido, atentando para seus índices de cor, granulação, mineralogia, estrutura e textura, foram selecionados os principais litotipos para

microscópica. As 52 lâminas delgadas, confeccionadas no Laboratório de Laminação e estudadas com o uso do microscópio óptico convencional *Olympus*, modelo BX-40, ambos do Instituto de Geociências da USP, tiveram suas análises texturais descritas e detalhadas em relação às fases minerais (hábito, forma, granulação), suas relações de contato, inclusão e intercrescimento, paragêneses, estruturas e evoluções magmáticas e metamórficas.

Para a classificação das rochas granitoides foi utilizado o diagrama triangular de Streckeisen (1967), baseado nas proporções relativas de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio. Para as migmatíticas, utilizou-se as terminologias redefinidas por Ashworth (1985) baseadas na predominância relativa de neossoma e mesossoma, sendo classificadas respectivamente como diatexito e metatexito, respectivamente. E para as miloníticas, foi adotada a terminologia de Sibson (1977) que leva em consideração a porcentagem de matriz cominuída/recristalizada na rocha.

4.3. Geoquímica

A fim de ampliar o conhecimento a respeito dos granitoides estudados na petrografia, foram selecionadas 10 amostras representativas dos dois corpos para análise de geoquímica: cinco para o Granito Cantareira e cinco para o Granitoide da Vila Prudente. A preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do IGc-USP, e iniciou-se com a fragmentação dos testemunhos através do uso de martelo, com o objetivo de retirar porções afetadas por intemperismo. Na fase seguinte, os fragmentos foram cominuídos em prensa até atingirem tamanhos de no máximo 5 mm. Após isso, foi efetuado o quarteamento, etapa necessária para a obtenção de frações probabilisticamente representativas, cada qual com cerca de 75g. Com as amostras quarteadas, foi feita a pulverização em moinho de ágata durante 15min, ou até alcançar granulação menor que 200 *mesh*. Parte das alíquotas foi utilizada para a confecção de pastilhas prensadas, e outra parte para fundidas.

Foram realizadas análises em ICP-MS e Fluorescência de Raios X, nos Laboratórios de Química e de Fluorescência de Raios X do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, sendo que para seis amostras (6111Be, 6154B, 6154C, 6178, 6218B e 8024B) foram analisados elementos maiores, traços e terras raras, e para as outras quatro (8024A, 8024C1, 8024C2 e 8024C3) apenas elementos maiores e traços.

Os resultados apresentados na tabela 1 foram tratados e interpretados através de diagramas binários e ternários, confeccionados com a utilização do *software Petrograph 2* versão Beta e do Excel (Windows). Enquanto os dados da tabela 2 foram apenas tratados com o auxílio do *software* Excel (Windows).

5. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

Este trabalho trata-se da continuação do projeto de iniciação científica, intitulado “Geologia das rochas cristalinas da região metropolitana da cidade de São Paulo – incluindo estudo de sub-superfície com amostras de testemunhos de sondagem”, processo FAPESP 2011/07698-8, e contou com apoio do geólogo Marcelo Denser Monteiro.

Antes da amostragem, o formando realizou visita ao prédio da Coordenadoria de Dados Básicos e Geotecnia do Metrô com o objetivo de analisar mapas e perfis geotécnicos/geológicos e descrições dos materiais dos furos de sondagem, localizar as principais ocorrências de rochas cristalinas frescas e estabelecer malha de amostragem que abrangesse a maior área possível. A partir disso, foram selecionados furos realizados da região norte a central (futura Linha 6 – Laranja), e nas zonas sudoeste (Linha 5 – Lilás) e sudeste (Linha 2 – Verde) da cidade de São Paulo.

Com o material em mãos, foram feitas três visitas (junho de 2011, janeiro e maio de 2012) ao acervo de amostras de sondagens do Metrô na estação do Brás, região central da cidade de São Paulo, nas quais foi realizada toda a amostragem necessária. Após cada etapa, as respectivas amostras foram descritas macroscopicamente, levadas ao laboratório de laminação do IGc-USP para a confecção das lâminas delgadas, e consequentemente, analisadas microscopicamente. Já para a geoquímica, sete amostras foram preparadas durante o mês de julho, e três, no início de agosto. O material processado foi enviado ao Laboratório de Química, e os resultados foram recebidos no início do mês de setembro. A interpretação dos resultados foi realizada durante os meses de setembro e outubro, juntamente com a integração dos dados e elaboração final da monografia.

A seguir, é apresentado o cronograma de atividades deste trabalho de formatura:

Atividade	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out
Amostragem	-----				-----					
Rev. Bibliográfica	-----	-----	-----					-----	-----	
Descrição macro		-----				-----				
Descrição micro			-----	-----			-----	-----		
Preparação para análises							-----	-----		
Interpretações					-----	-----	-----	-----	-----	
Relatórios e monografia							-----		-----	-----

6. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

6.1. Contexto Tectônico Regional

O substrato rochoso pré-cambriano da cidade de São Paulo pode ser situado na Província Mantiqueira, a qual delinea uma faixa de direção NNE-SSW paralela ao litoral atlântico do sudeste e sul do Brasil, com mais de 3.000 km de extensão e área com cerca de 700.000 km², se estende do paralelo 15° sul, no sul da Bahia, até Montevidéu no Uruguai, no paralelo 35°. A Província Mantiqueira é delimitada a leste pela margem continental e pelas bacias costeiras de Campos, Espírito Santo, Pelotas e Santos, e limitada pelas províncias Paraná, São Francisco e Tocantins, a oeste (Heilbron *et al.*, 2004).

As rochas da Província Mantiqueira foram formadas durante a orogenia neoproterozóica, Brasileiro - Pan Africano, que resultou na formação do paleocontinente Gondwana Ocidental, e consiste em sistema orogênico que engloba os orógenos Araçuaí, Ribeira, Brasília Meridional, Dom Feliciano e São Gabriel (figura 3). Entre essa zona, a sul, e a borda norte do maciço cratônico de Luís Alves estão presentes os terrenos Apiaí-Guaxupé e Embu (Heilbron *et al.*, 2004). Como a cidade de São Paulo localiza-se na região central da Província Mantiqueira, apenas seu segmento central é enfocado.

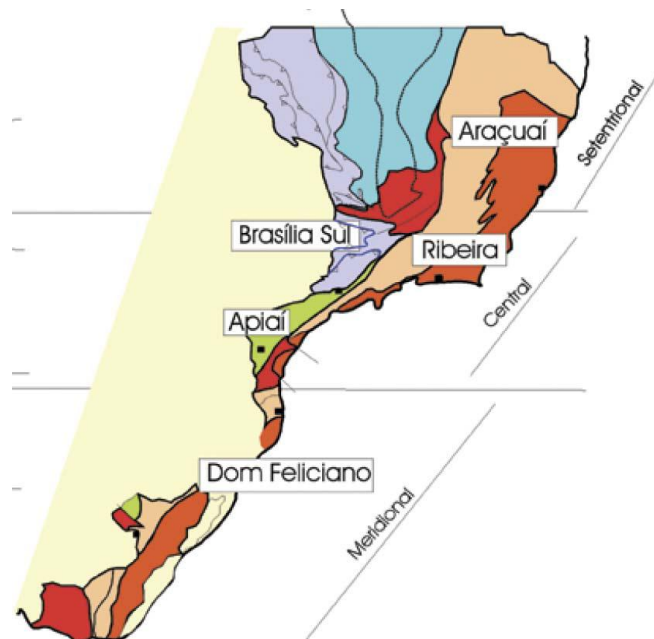


Figura 3 – Subdivisão da Província Mantiqueira segundo Heilbron *et al.*, (2004); segmento central: Orógeno Araçuaí; segmento central: porção sul do Orógeno Brasília e orógenos Ribeira e Apiaí; segmento meridional: orógenos Dom Feliciano e São Gabriel; cores roxo e laranja: terrenos que alojaram arcos magmáticos neoproterozóicos.

6.1.1. Segmento Central da Província Mantiqueira

No limite norte dos Terrenos Apiaí-São Roque ocorre a Zona de Cisalhamento Jundiuvira, de caráter dextral, que os separa da *Nappe* Socorro-Guaxupé e é responsável por grande salto metamórfico, pois coloca rochas de baixo a médio grau, localmente alto grau em anatexitos na porção nordeste da Formação Votuverava (Terreno Apiaí-São Roque), em contato com litotipos metamorfisados em fácies anfibolito superior a granulito (*Nappe* Socorro-Guaxupé). A sudeste destes terrenos há os contatos com o terreno Curitiba, definido pela Zona de Cisalhamento de Lancinha, e com o Terreno Embu, delimitado pelas Zonas de Cisalhamento Caucaia e Jaguari, ambas dextrais (Heilbron *et al.*, 2004).

6.2. Geologia da Região Metropolitana de São Paulo

A geologia da RMSP é objeto de estudo há várias décadas, porém teve seu primeiro detalhamento no início da década de 1970 (Coutinho, 1972) e depois da década de 1980 com os trabalhos de Tassinari *et al.*, (1988), Juliani (1993), Rodriguez (1998), Henrique-Pinto (2008), entre outros.

Seu arcabouço geológico é formado por terrenos policíclicos do Cinturão de Dobramentos Ribeira (Hasui *et al.*, 1975) constituídos por rochas metamórficas, migmatitos e granitoides, distribuídos entre as unidades litoestratigráficas do embasamento pré-cambriano: Complexo Costeiro, Complexo Embu e Grupos São Roque e Serra do Itaberaba. Sobre essas unidades ocorrem rochas sedimentares cenozóicas das bacias sedimentares de São Paulo e de Taubaté, além de depósitos coluviais e aluviais quaternários (figura 4, Rodriguez, 1998).

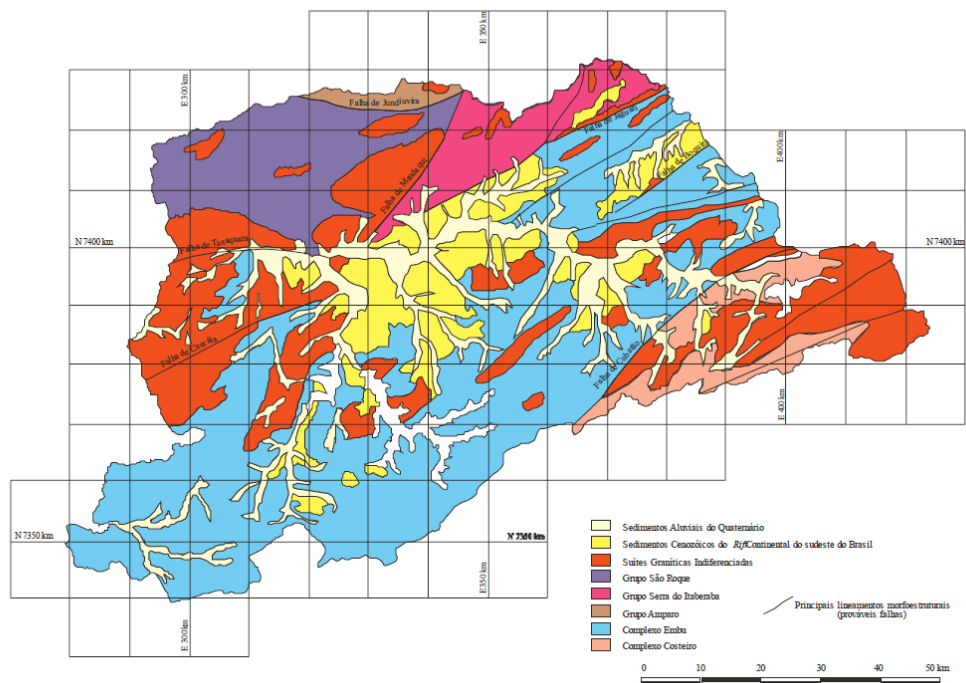


Figura 4 – Geologia da região Metropolitana de São Paulo como apresentado por Rodriguez (1998). Mapa original baseado em DNPM/CPRM 1991.

6.2.1. Complexo Costeiro

O complexo Costeiro é formado por migmatitos policíclicos de paleossoma gnáissico. Na RMSP ocorrem migmatitos e gnaisses graníticos porfiroblásticos e milonitizados, gnaisses peraluminosos e biotita gnaisses. A unidade entra em contato, a norte, com o Complexo Embu pela Falha de Cubatão (Rodriguez, 1998). A idade da unidade foi determinada entre 650 e 600 Ma com isócronas Rb-Sr (Tassinari *et al.*, 1988).

6.2.2. Complexo Embu

O Complexo Embu representa o embasamento de maior expressão das bacias de São Paulo e de Taubaté (Rodriguez, 1998). Compreende três unidades estratigráficas: Unidade Rio Una formada por micaxisto e quartzito; Unidade Rio Paraibuna representada por quartzito e rochas calciossilicáticas com intercalações de biotita gnaiss e anfibolito; e a Unidade Redenção da Serra constituída por gnaiss peraluminoso, gnaiss/xisto porfiroclástico, anfibolito, rochas calciossilicáticas e mármore (Fernandes, 1991). O Complexo Embu é limitado pelo sistema de falhas de Taxaquara e Jaguari, a norte, e pela falha de Cubatão, a sul, separando-o respectivamente dos grupos São Roque e Serra do Itaberaba, e do Complexo Costeiro (Rodriguez, 1998). Diferentemente de Heilbron *et al.* (2004), que colocam as falhas de Caucaia e do Jaguari como limites entre os grupos São Roque e Serra do Itaberaba, e o Complexo Embu.

O metamorfismo que afetou as rochas do Complexo Embu apresenta condições de fácies anfibolito, zona da sillimanita-feldspato potássico, com anatexia, e intervalos de temperatura e pressão, respectivamente, 605-770 °C a 5-6 kbar. (Vieira, 1996) Condições de fácies xisto-verde ocorrem em rochas encaixadas na zona de Cisalhamento Cubatão e em xistos correlatos à Unidade Rio Una (Vieira, 1996). A idade do metamorfismo é de ca. 790 Ma (Vlach, 2001).

Vários corpos graníticos neoproterozóicos cortam as rochas do Complexo Embu, e variam de granito porfirítico, e inequigranular a muscovita-biotita monzogranito equigranular. Dentro de alguns maciços há corpos isolados e/ou intrusões tardias de rochas diferenciadas como muscovita-granada-turmalina granito, aplito e pegmatito (Janasi & Ulbrich, 1991). As idades das rochas graníticas variam entre 790 e 580 Ma, porém, a maioria foi gerada no intervalo entre 600 e 590 Ma, após o pico do magmatismo e metamorfismo do Terreno Apiaí-Guaxupé (Valladares, 1996; Filipov & Janasi, 2001; Vlach, 2001; Cordani *et al.*, 2002; Janasi *et al.*, 2003). Os granitos mais antigos com ca. 790-780 Ma foram gerados na mesma época do metamorfismo, indicando que esse foi importante evento magmático e metamórfico no Terreno Embu (Vlach, 2001).

6.2.3. Grupos São Roque e Serra do Itaberaba

Os grupos São Roque e Serra do Itaberaba, separados pelo sistema de falhas do Mandaqui (Juliani, 1993), são compostos por rochas metassedimentares e metavulcânicas, representadas por filitos, metarenitos e quartzitos, além de metacalcários, anfibolitos, dolomitos, xistos porfiroblásticos e rochas calciossilicáticas (Rodriguez, 1998). Estes grupos estão em contato com o Complexo Embu e com a *Nappe* Socorro-Guaxupé, respectivamente, através do Sistema de Falhas de Taxaquara e Jaguari, a sul, e a norte pela Falha de Jundiuvira (Rodriguez, 1998).

Juliani (1993) classifica as rochas dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque como polideformadas e polimetamorfisadas, em metamorfismo de fácies xisto-verde superior a anfibolito superior. Os litotipos reconhecidos são: metabasitos, metapelitos e rochas graníticas. O autor defende que a geração das rochas desses grupos está ligada a ciclos geotectônicos diferentes, sendo o Grupo São Roque gerado no Neoproterozóico e o Grupo Serra do Itaberaba no Mesoproterozóico.

No entanto, em rocha vulcânica no Grupo São Roque, Formação Morro Doce, grãos de zircão apresentam idades 1,75 e 1,79 Ga, indicando que o Grupo São Roque foi depositado no Paleoproterozóico e não no Neoproterozóico (van Schmus *et al.*, 1986). Corroborando esses dados, grãos de zircão de seixos de rochas graníticas de metaconglomerados apresentam idade de 2,2 Ga (Henrique-Pinto, 2008).

6.2.3.1. Granitoides Intrusivos

Os corpos granitoides intrusivos no Grupo São Roque são classificados por Dantas (1990) de acordo com as relações temporais relativas ao principal evento metamórfico regional, com idade entre 800-720 Ma (Tassinari, 1988). Deste modo, estas suítes foram classificadas como pré-tectônicas (Maçãos da Barroca Funda, de Francisco Morato, de Vargem Grande, do Mato Dentro, da Pedra Vermelha, e da Vila dos Remédios), sin- a tardi-tectônicas (Maçãos da **Cantareira** e de Mairiporã), tardi-tectônicas (Mação de Taipas) e pós-tectônicas (Maçãos Morro de Perus, do Juqueri, e Turmalinífero de Perus).

6.2.3.1.1. Maciço da Cantareira

Trata-se de corpo batolítico alongado, de direção NE-SW, com área, comprimento e largura máxima, na ordem de 320 km², 30 km e 13,5 km, respectivamente, e situa-se entre os bairros de Pirucaia, em Mairiporã, e Pirituba-Vila Guedes, zona norte de São Paulo (Dantas 1990).

Os contatos com as encaixantes são de natureza variada, tectônicos nas bordas sudeste, definido pela Falha Transcorrente do Mandaqui, e norte e noroeste, onde também ocorrem limites concordantes à foliação geral das encaixantes. Nesta última, o contato se dá por auréola de metamorfismo termal, de no máximo 250m, caracterizada por turmalinização, feldspatização, recristalização de filossilicatos e cozimento de encaixantes, tornando rochas foliadas em maciças. São discordantes nas bordas oeste e nordeste, com característico truncamento estrutural entre as regiões de Perus e Caieiras, e intensa feldspatização das encaixantes entre os bairros Hortolândia e Pirucaia (Mairiporã). Já em seu limite sul, a passagem para rochas metassedimentares do Grupo São Roque e ortognaisses do embasamento é encoberta pelo intemperismo e pela urbanização (Dantas 1990).

Texturalmente, apesar da ampla faciologia, o litotipo predominante, “tipo Pirituba”, de Moraes Rego (1937), ou “Fácies Porfiroide Creme”, de Dantas (1990), é caracterizado pela presença de fenocristais idiomórficos, subcentimétricos a centimétricos de feldspato potássico, em matriz inequigranular média a grossa, definindo textura granular hipidiomórfica. Litotipos equigranulares ocorrem subordinadamente, e acúmulos localizados de megacristais podem caracterizar feições pegmatoides (tipo Petrópolis, de Moraes Rego (1937), ou fácies Pegmatóide, de Dantas (1990)). Para o tipo Pirituba, predominam as composições de granodiorito e monzogranito, com quartzo monzodiorito, quartzo diorito, tonalito, e sienogranito, subordinados (Dantas 1990).

Para o Maciço da Cantareira, foram determinadas idades em torno de 650 Ma pelo método Rb/Sr, e de 640 +/-8 Ma por U/Pb em zircão, e a composição isotópica de Pb em

feldspato propõe contribuição significativa de material da crosta inferior na composição do magma parental, com idade mínima de 1,6 Ga determinada pelo método Sr-Sr (Tassinari *et al.*, 1987).

7. RESULTADOS

7.1. Localização dos furos de sondagem

A partir da figura 5, é possível observar que dentre todos os furos de sondagem, apenas dois relacionados ao granito Cantareira (6111 e 6114) são plotados diretamente na respectiva unidade (suítes graníticas indiferenciadas). O restante dos litotipos desta unidade, além das rochas do Complexo Embu e do granitoide da Vila Prudente, ocorre plotados sobre rochas sedimentares cenozoicas do *Rift* continental do sudeste do Brasil e sedimentos aluviais do Quaternário.

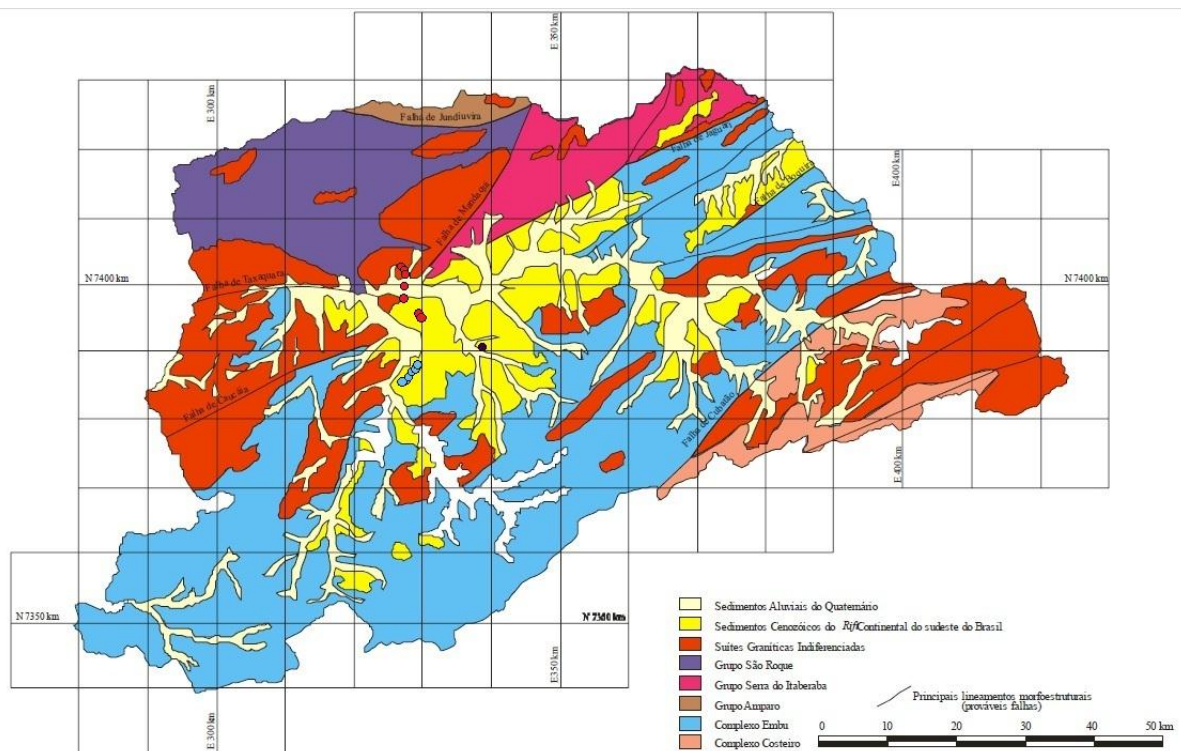


Figura 5 – Mapa da região Metropolitana de São Paulo como apresentado por Rodriguez (1998); Mapa original baseado em DNPM/CPRM 1991, com a localização dos furos de sondagem. Símbolos vermelhos: Granito Cantareira; azuis: Complexo Embu; roxo: granitoide da Vila Prudente.

7.2. Petrografia

Das trinta e quatro amostras selecionadas, dezoito são do Complexo Embu (Linha 5 – Lilás, região sudoeste da cidade de São Paulo), treze do Granito Cantareira (Linha 6 – Laranja, região noroeste a central) e três do granitoide da Vila Prudente (Linha 2 – Verde, região sudeste). Com essa caracterização foram definidos onze litotipos principais, sendo

seis do Complexo Embu, três do Granito Cantareira e dois dos granitoides da Vila Prudente. A seguir, os onze litotipos serão descritos de acordo com sua unidade.

7.2.1. Complexo Embu

Biotita gnaiss metatexítico

O biotita gnaiss metatexítico é o litotipo predominante na seção descrita, e representado em quatro (5207, 5194, 5223 e 5261) dos oito furos selecionados. A rocha apresenta bandamento composicional, com índice de cor que varia de 8 a 20, e de granulação fina a média. Como mineralogia apresenta quartzo (20 – 45%), plagioclásio (20 – 50%), feldspato potássico (0 – 45%), biotita (8 – 20%), muscovita (traço – 4%), monazita (0 – 1%), opacos (0 – 2%), apatita (traço – 1%) e zircão (-). As composições minerais variam entre álcali-feldspato granito, sienogranito e tonalito (principalmente).

O bandamento composicional é definido por leitos negros, de textura lepidoblástica, com de biotita, em granulação fina, com espessura de poucos milímetros (1 – 2 mm), são alternados por porções de cor cinza, com textura granoblástica, compostas por quartzo e feldspato, com predomínio de plagioclásio sobre microclínio, de granulação fina a média, com biotita em menor proporção e espessuras de até 5 mm. Leitos de espessura média de 2 cm são concordantes com a foliação, compostos por quartzo e feldspatos, com predomínio de plagioclásio idio- a subidiomórfico, em granulação média, de aspecto ígneo e bordejados por finos leitos, com 1 a 2 mm de espessura de biotita e textura lepidoblástica. Tais feições definem o bandamento composicional e são indicativas de fusão com geração de neossoma, constituído de leucossoma e melanossoma. (figura 6; 5194 C).



Figura 6 - Amostra 5194 C - biotita gnaiss metatexítico. Porções: central – rocha finamente bandada (mesossoma); esquerda – rocha bandada mostrando clara distinção entre leucossoma, quartzo-feldspático com alguma biotita e melanossoma, menos espesso, biotítico; direita – rocha que gradua de bandada para maciça de aspecto ígneo em granulação média a grossa (neossoma).

Ao microscópio, o biotita gnaiss metatexítico apresenta três porções distintas. A de maior volume é o paleossoma, de granulação fina, textura lepidogranoblástica, contendo: quartzo subidioblástico a xenoblástico, com comum extinção ondulante, ocorrendo de forma intersticial e incluso em feldspato; apresenta contatos interlobados a retos com outros cristais de quartzo e normalmente reto com plagioclásio. Este último apresenta-se como cristais subidioblásticos, em contatos retos com biotita e outros cristais de plagioclásio. Já a biotita, ocorre com hábito placóide, de granulação fina, e está disposta em duas direções, a principal paralela à foliação, e outra oblíqua, que é mais nova, pois corta a primeira, ambas com pleocroísmo que varia entre tons claros e escuros de ocre. Microclínio em granulação fina a média, subidioblástico, em contatos retos a interlobados com os demais minerais, por vezes ocorre em caráter intersticial. Comumente nos contatos entre plagioclásio e microclínio ocorre mirmequita. Muscovita associa-se à biotita e ao feldspato potássico, principalmente nas fraturas e clivagens.

O leucossoma apresenta textura inequigranular, formado por plagioclásio e quartzo, predominantemente (tonalito). O plagioclásio (58%) é subidiomórfico, de granulação média, em contatos retos a interlobados com os demais cristais. Quartzo (40%) é subidiomórfico, de granulação média, extinção ondulante e com contatos interlobados a retos com os outros minerais, ocorrendo de maneira intersticial, preenchendo espaços entre cristais de

plagioclásio, e como inclusões arredondadas em feldspato (figura 7a; 5207 B). Biotita (2%) nessa porção não apresenta orientação preferencial e se distribui de maneira aleatória.

Melanossoma é a porção de menor volume no litotipo e ocorre em leitos de espessura de 1 a 3 milímetros, sendo constituído por biotita de granulação fina a média, orientada concordante com as paredes do leucossoma. É comum no melanossoma a presença de quartzo arredondado e plagioclásio subidioblástico, em granulação fina, entre as ripas de biotita, além da alteração de biotita para muscovita, e quando presente, granada é subidioblástica (figura 7b; 5207 B). Assim como no paleossoma, há segunda geração de biotita, posterior e oblíqua às que formam a foliação da rocha, ambas com pleocroísmo de marrom claro a escuro (figura 8a; 5207 B). Biotita também pode ser vista inclusa em granada (figura 7b; 5207 B). Os contatos entre paleossoma e melanossoma ocorrem de forma gradual, com visível aumento na proporção de biotita em direção ao melanossoma. Já entre melanossoma e leucossoma, os contatos se apresentam de maneira abrupta (figura 8a; 5207 B). Monazita ocorre em quantidade traço, inclusa em biotita e gerando halos pleocróicos (figura 8b; 5207 B).

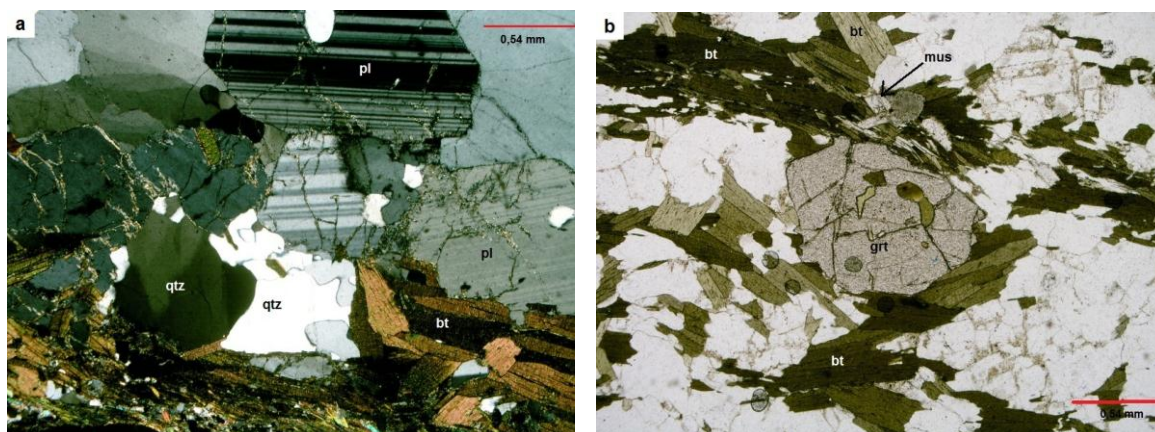


Figura 7 – Fotomicrografias da amostra 5207 B - biotita gnaiss metatexítico. (a) Leucossoma composto por quartzo e plagioclásio, e melanossoma de biotita; plagioclásio subidiomórfico; quartzo arredondado incluído em plagioclásio (topo da foto); quartzo intersticial com extinção ondulante; polarizadores cruzados. (b) Granada subidioblástica com inclusões de biotita; biotita oblíqua à foliação (evidenciada pelas tonalidades mais claras); muscovita gerada a partir de biotita; polarizador inferior.

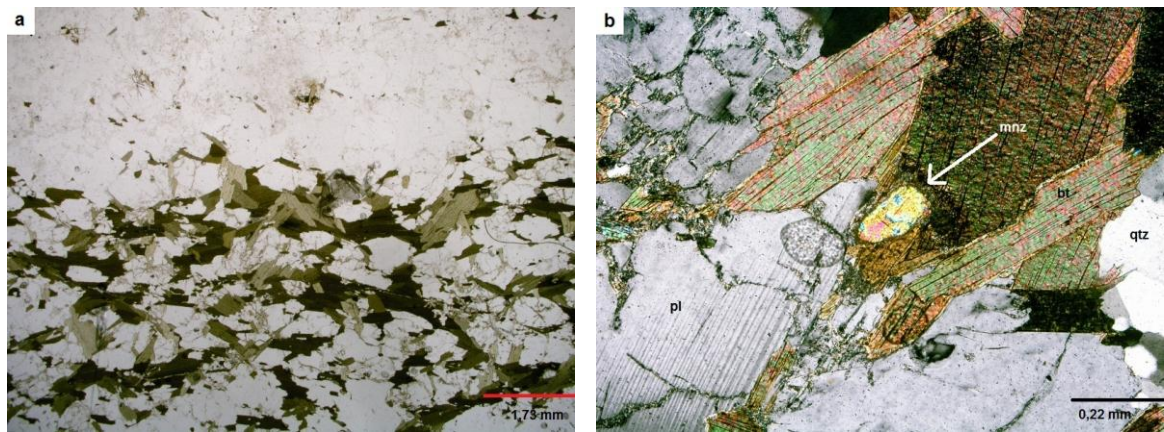


Figura 8 – Fotomicrografias da amostra 5207 B – biotita gnaiss metatextítico. (a) Visão geral: leucossoma (superior), melanossoma (central) e mesossoma (inferior); notar a diminuição gradual da quantidade de biotita entre mesossoma e melanossoma; polarizador inferior. (b) Monazita inclusa em biotita; polarizadores cruzados.

Ordem de cristalização mineral

Paleossoma: Para os principais minerais presentes no litotipo é possível observar que quartzo, feldspato e biotita cristalizam-se durante quase que em conjunto, com algum quartzo também ocorrendo nos momentos tardios, pois está preenchendo interstícios entre cristais já formados e de forma bem definida, assim como biotita, frequentemente disposta de maneira oblíqua à foliação principal. Muscovita é formada durante momento posterior, retrometamórfico e a partir da alteração de biotita e feldspato (quadro de blastese mineral 1).

Leucossoma: Cristais idiomórficos de plagioclásio e biotita colocam as duas fases minerais cristalizadas conjuntamente desde o início até o momento principal. As relações de inclusão de quartzo em plagioclásio indicam que alguns grãos da rocha original não foram todos fundidos, e o quartzo que se apresenta nos interstícios entre grãos de plagioclásio já formados, indica que é o último a se cristalizar (quadro de blastese mineral 2).

Quadro de blastese mineral 1

Paleossoma	Sn	Pós-Sn
quartzo	—————	
plagioclásio	—————	—————
microclínio	—————	
biotita	—————	
muscovita	—————	

Quadro de blastese mineral 2

Leucossoma	Inicial	Principal	Tardio
quartzo	—————	—————	—————
plagioclásio		—————	—————
biotita		—————	—————

Biotita gnaiss

Litotipo semelhante ao paleossoma do biotita gnaiss metatexítico, porém é homogêneo e de bandamento composicional discreto, ocorrendo apenas no furo de sondagem 5177. A textura é lepidogranoblástica, com índice de cor que varia entre 17 e 30, e granulação média. Como mineralogia apresenta quartzo (40 – 45%), plagioclásio (18 – 30%), feldspato potássico (0 – 10%), biotita (17 – 30%), muscovita (traço a 10%) e monazita e apatita em quantidades traço. Tais porcentagens definem uma composição tonalítica para o biotita gnaiss. O bandamento é dado pela alternância de leitos de cor cinza, textura granoblástica, de composição quartzo-feldspática, de espessuras milimétricas, com até 5 mm, e porções negras, de textura lepidoblástica, dominadas por biotita (figura 9; 5177). Por vezes, as bandas quartzo-feldspáticas são descontínuas e cortadas por biotita orientada e gerando foliação posterior e oblíqua à principal. O contato das bandas é transicional e difuso.

Em uma das amostras ocorre contato abrupto com xenólito de rocha granítica rica em turmalina, maciça e inequigranular de granulação fina a média, composta por feldspato, quartzo e turmalina.



Figura 9 - Amostra 5177 A – biotita gnaiss. Amostra representativa do litotipo; claro bandamento alternando leitos quartzo-feldspáticos e biotíticos.

Ao microscópio, o biotita gnaiss se assemelha ao paleossoma descrito para o biotita gnaiss metatexítico, apresentando granulação fina a média e textura lepidogranoblástica (figura 10a e b; 5177 A). Leitos granoblásticos predominam e são compostos por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita; apatita e monazita ocorrem em quantidade traço. O quartzo é subidioblástico a xenoblástico (intersticial), em granulação fina a média,

extinção ondulante e contatos retos a interlobados. Plagioclásio (andesina An_{40} , determinado através do método Michel-Lévy) e microclínio são subidioblásticos, de granulação média, normalmente estão sericitizados com comum inclusão fina e arredondada de quartzo, sendo que nos contatos entre os dois tipos de feldspato há mirmequita. Leitos lepidoblásticos, que fornecem à rocha sua orientação, são formados por biotita média a fina; com alguns grãos discordantes do bandamento, classificados como posteriores e com comum alteração para muscovita. Ambas as gerações de biotita apresentam pleocroísmo em tons claros e escuros de ocre.

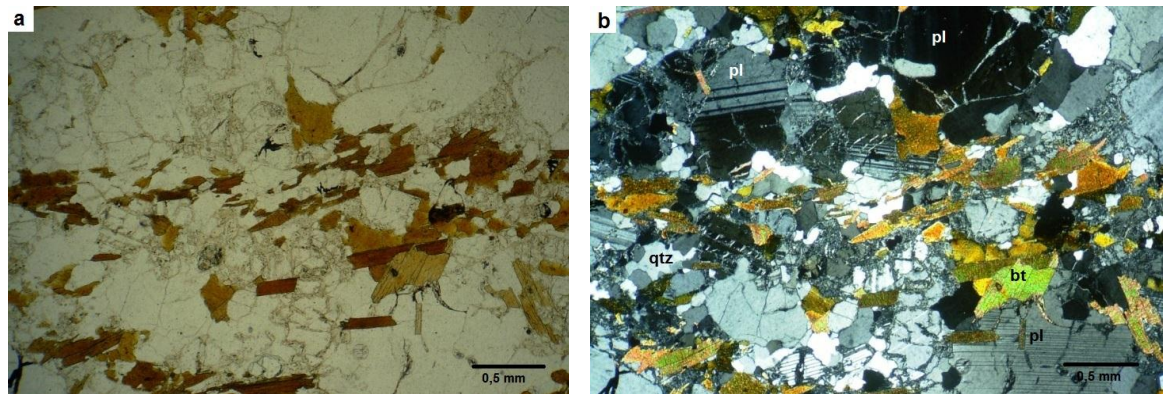


Figura 10 – Fotomicrografias da amostra 5177 A – biotita gnaiss. (a) Visão geral: alternância de leitos quartzo-feldspáticos e biotíticos; orientação de biotita; polarizador inferior. (b) Visão geral: plagioclásio subidioblástico e quartzo intersticial; polarizadores cruzados.

Em uma das amostras, em contato abrupto com o biotita gnaiss, há xenólito de turmalina granito inequigranular, fino a médio, composto por grãos médios de plagioclásio, subidiomórficos, em contatos retos a interlobados com quartzo fino a médio, subidiomórfico a xenomórfico e intersticial, além de turmalina fina a média arredondada com comum inclusão arredondada de quartzo fino (figura 11a e b; 5177 B).

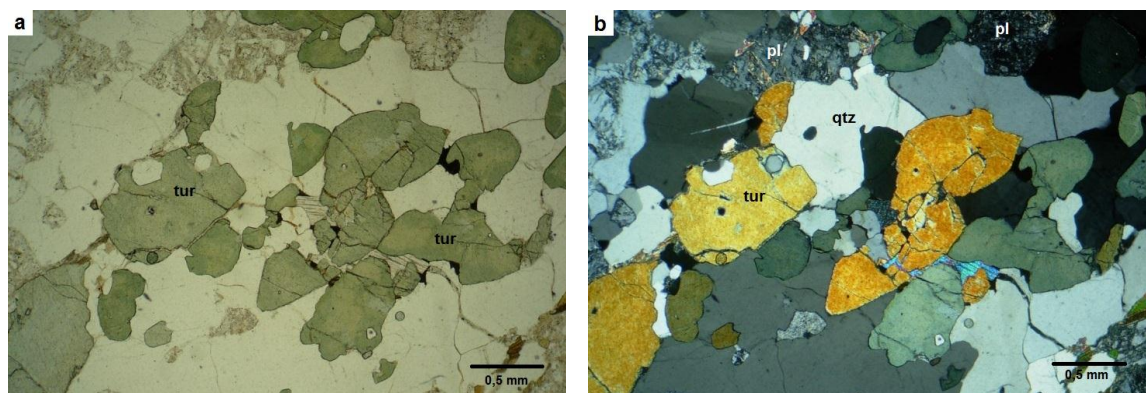


Figura 11 – Fotomicrografias da amostra 5177 B. (a) e (b) Xenólito de turmalina granito; quartzo intersticial e inclusões de quartzo em turmalina; polarizadores inferior e cruzados, respectivamente.

Ordem de cristalização mineral

Devido à abundância, granulação, hábito, e relações de inclusão, a ordem de cristalização se inicia com quartzo, seguida dos feldspatos juntamente da biotita. O quartzo é gerado durante todo o período de cristalização, vide as inclusões em feldspato e caráter intersticial em muitos exemplos. Da mesma maneira a biotita tem amplo período de cristalização, do ápice da cristalização ao fim, evidenciado por exemplos discordantes da foliação (quadro de blastese mineral 3).

Quadro de blastese mineral 3

	Sn	Pós-Sn
quartzo		
plagioclásio		
microclínio		
biotita		

Tonalito

Duas amostras de tonalito foram coletadas em um mesmo furo de sondagem (5218). A rocha é de cor cinza esbranquiçado, maciça, textura fanerítica de granulação média, inequigranular e índice de cor 7. Como mineralogia apresenta plagioclásio (45 – 50%), quartzo (32 – 37%), feldspato potássico (6 – 8%), biotita (7 – 8%), muscovita (3 – 4%) e apatita e zircão em quantidades traço. Em geral os minerais ocorrem distribuídos de maneira regular por toda a rocha, sendo que em uma das amostras, há certa orientação marcada pela biotita (figura 12a e b; 5218 A e B).

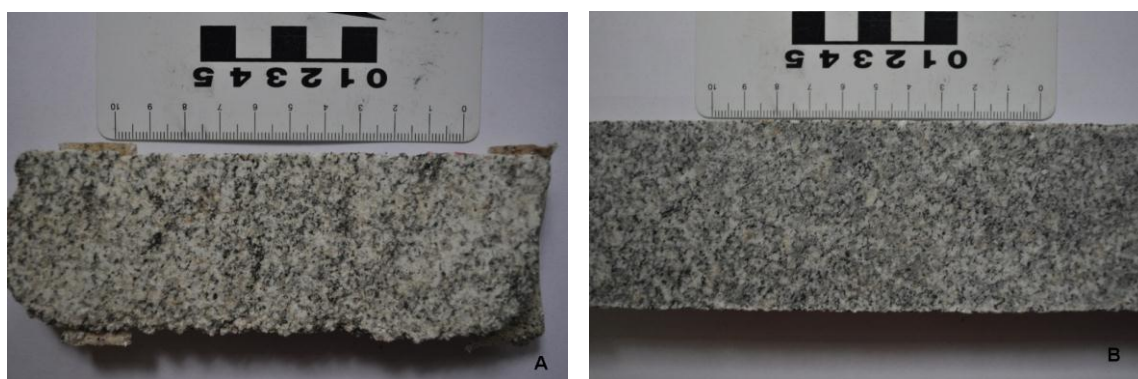


Figura 12 - (a) Amostra 5218 A. Aspecto geral do tonalito com leve orientação definida pela biotita; (b) Amostra 5218 B. Tonalito maciço.

Plagioclásio é o mineral mais abundante no litotipo, ocorre com granulação média sem geminação evidente, porém muitas vezes com zonação óptica, idiomórfico a subidiomórfico, em contatos retos a interlobados, sendo muitas vezes alterado para mica branca (figura 13a; 5218 B). No contato com microclínio apresenta mirmequita (figura 13b;

5218 B). Normalmente é rodeado por quartzo e subordinadamente por biotita e/ou muscovita. Extinção ondulante e bordas de relevo mais baixo, ricas em albita, são comuns (figura 13a; 5218 B). Quartzo é observado ocupando os interstícios entre cristais de feldspato, xenomórfico e arredondado em granulação fina (figura 13a; 5218 B); ocorre também como inclusões arredondadas finas em feldspato. Microclínio se apresenta da mesma forma que o quartzo, intersticial, de granulação fina a média. Biotita ocorre disseminada pela rocha na forma de ripas finas subidiomórficas, não apresenta orientação preferencial, com pleocroísmo em tons claros e escuros de marrom, sendo comuns alguns cristais “penetrarem” ou estarem inclusos em feldspato (figura 13a; 5218 B). Muscovita ocorre como produto de alteração de feldspato, ou como produto, total ou parcial, da substituição da biotita. Apatita ocorre como mineral acessório, de granulação fina, subidiomórfica a idiomórfica. É possível verificar duas gerações distintas de mirmequita, evidenciadas pela presença de finas bordas de quartzo na mesma.

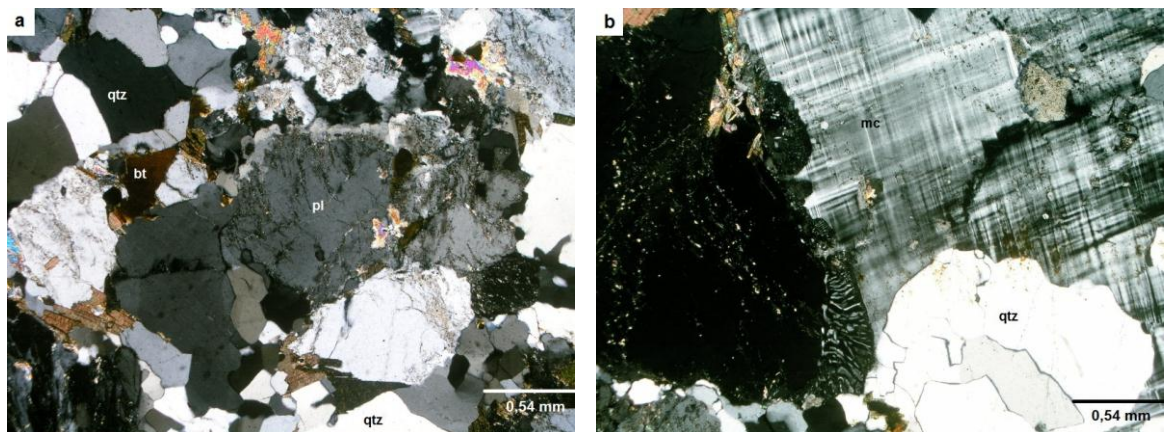


Figura 13 – Fotomicrografias da amostra 5218 B – tonalito. (a) Plagioclásio subidiomórfico. No cristal do meio é possível observar bordas albiticas (coloração mais clara) e alteração para muscovita/sericita; quartzo intersticial; muscovita alterando biotita e feldspato (porção superior da foto); polarizadores cruzados. (b) Mirmequita na região central inferior da foto; quartzo intersticial; polarizadores cruzados.

Ordem de cristalização mineral

Devido a abundância, granulação e hábito, plagioclásio é o primeiro mineral a cristalizar. Poucos cristais de quartzo e microclínio ocorrem bem formados, sendo quase sempre intersticiais, portanto, produtos de cristalização tardia. Biotita cristalizou-se durante a principal fase, juntamente do plagioclásio, e também em fase tardia, evidenciada pelos exemplos que “penetram” cristais de feldspato. Muscovita é formada durante eventos posteriores, evidentes na alteração de biotita e feldspato (quadro de blastese mineral 4).

Quadro de blastese mineral 4

	Inicial	Principal	Tardio	Pós-magmático
quartzo			—————	
plagioclásio	—————	—————		
microclínio			—————	
biotita		—————	—————	
muscovita				—————

Álcali-feldspato granito

Em apenas um dos furos de sondagem (5249) foi coletada amostra de álcali-feldspato granito, rocha maciça, cinza a bege, de textura fanerítica, inequigranular porfirítica, granulação média a grossa e índice de cor 15. A rocha apresenta como mineralogia feldspato potássico (45%), quartzo (27%), biotita (13%), plagioclásio (8%), muscovita (5%), granada (2%) e apatita e zircão em quantidades traço. A matriz é fina de cor bege, composta por feldspato potássico, quartzo e biotita. Além de presente na matriz, feldspato potássico ocorre subidiomórfico a idiomórfico, em granulação média e grossa, como fenocristais (figura 14; 5249 A).



Figura 14 - Amostra 5249 A – álcali-feldspato granito. Atentar para a textura fanerítica inequigranular porfirítica, e para os fenocristais centimétricos de feldspato potássico.

Ao microscópio, os fenocristais de microclínio são subidiomórficos a idiomórficos, ocorrem em contatos retos a interlobados com quartzo. Quartzo tem granulação fina a média e ocorre na forma intersticial, e como inclusões arredondadas em feldspato. Plagioclásio não apresenta geminação polissintética, também ocorre como fenocristais, mas de granulação média a grossa, e possui nos contatos geralmente retos com o microclínio,

mirmequita. Biotita lamelar de granulação fina a média de pleocroísmo em tons claros e escuros de marrom, ocorre circundando cristais maiores de feldspato, sem apresentar orientação preferencial; como inclusões em feldspato e substituindo granada parcial e/ou totalmente. Granada fina a média é subidiomórfica arredondada a xenomórfica. Muscovita fina a muito fina sempre ocorre associada à biotita (figura 15a e b; 5249 A).

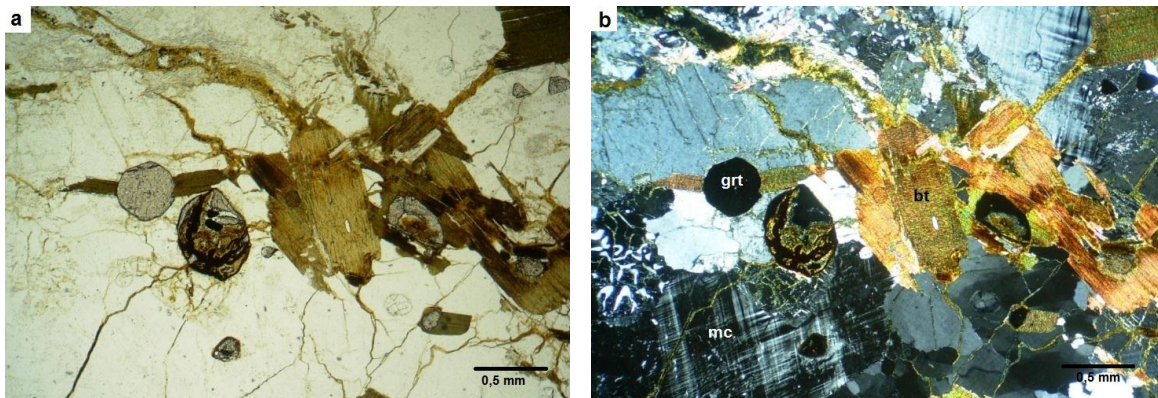


Figura 15 – Fotomicrografias da amostra 5249 A – álcali-feldspato granito. (a) e (b) Visão geral da rocha: granada subidiomórfica arredondada com substituição por biotita; associação de muscovita com biotita; microclínio subidiomórfico a idiomórfico centimétrico; mirmequita no extremo esquerdo da figura b; polarizadores inferior e cruzados, respectivamente.

Ordem de cristalização

Pela granulação e abundância relativa, houve cristalização em conjunto de plagioclásio e microclínio do início ao final do processo. Da mesma forma, biotita é formada desde o início devido às relações de inclusão em microclínio e plagioclásio. Granada cristaliza no principal período, passando a ser substituída por biotita no fim da cristalização do magma. Por seu comum caráter intersticial, quartzo cristaliza-se desde o principal momento ao final (quadro de blastese mineral 5).

Quadro de blastese mineral 5

	Inicial	Principal	Tardio	Pós-magmático
plagioclásio				
microclínio				
quartzo				
biotita				
granada				
muscovita				

Protomilonito

O protomilonito ocorre em dois furos (5207 e 5249) de sondagem. A rocha apresenta cor cinza com bandas bege, a foliação varia entre protomilonítica e milonítica, granulação fina a grossa e índice de cor que varia de 15 a 35. A mineralogia apresenta quartzo (20 –

40%), feldspato potássico (20 – 25%), plagioclásio (10%), biotita (15 – 35%), muscovita (8 – 15%), apatita (traço – 2%) e monazita (-). A rocha é definida por leitos quartzo-feldspáticos estirados, de forma lenticular, sigmoidal ou anastomosada, de espessura milimétrica que chega a 1 cm, de granulação média a grossa, envolvidos por biotita de granulação fina a muito fina, e porções de cor cinza escuro, de espessura que varia entre 1 e 2 cm, de composição com quartzo, feldspato e biotita, e de granulação fina.

Porfiroclastos de feldspato potássico são comuns, em formas arredondadas a lenticulares (*augen*), bordas irregulares/ serrilhadas, envoltos por leitos de biotita fina (figura 16a e b; 5207E e 5249B). Devido à presença de segregação entre leitos máficos e félsicos, é possível dizer que seu protolito trata-se de uma rocha bandada como gnaiss ou migmatito.

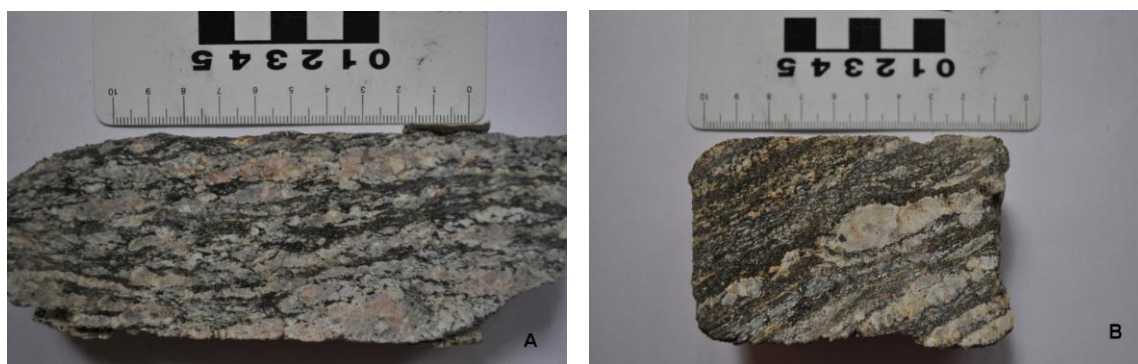


Figura 16 - (a) Amostra 5207 E. Protomilonito bastante estirado. Notar leitos quartzo-feldspáticos comumente ondulados e rompidos, alternados pelos biotíticos; (b) Amostra 5249 B. Atentar para a granulação mais fina em relação ao exemplo anterior, além dos porfiroclastos de feldspato em formas arredondadas a lenticulares (*augen*).

Ao microscópio, biotita ocorre em leitos de granulação média e em domínios contínuos, acompanhada de muscovita, ambas cominuídas, em granulação fina a muito fina, juntamente de quartzo fino arredondado, recristalizado, com extinção ondulante e feldspato intersticial (figura 17a; 5207 E). Há quartzo intersticial de granulação média, com extinção ondulante, e em contatos interlobados com outros cristais de quartzo e retos com feldspato e biotita. Ocorre também arredondado, em granulação fina, incluso em feldspato (figura 17b; 5207 E). Microclínio é subidioblástico a xenoblástico, de granulação média a fina, extinção ondulante, e está deformado. Plagioclásio é subidioblástico, de granulação média, sendo comuns as bordas albíticas e cristais fraturados/ falhados (figura 18a; 5207 E). No contato de plagioclásio com microclínio é comum a presença de mirmequita (figura 17b; 5207 E). Muscovita sempre se associa à biotita e feldspato, como produto de suas alterações (figura 18b; 5207 E). Os minerais acessórios são monazita e apatita.

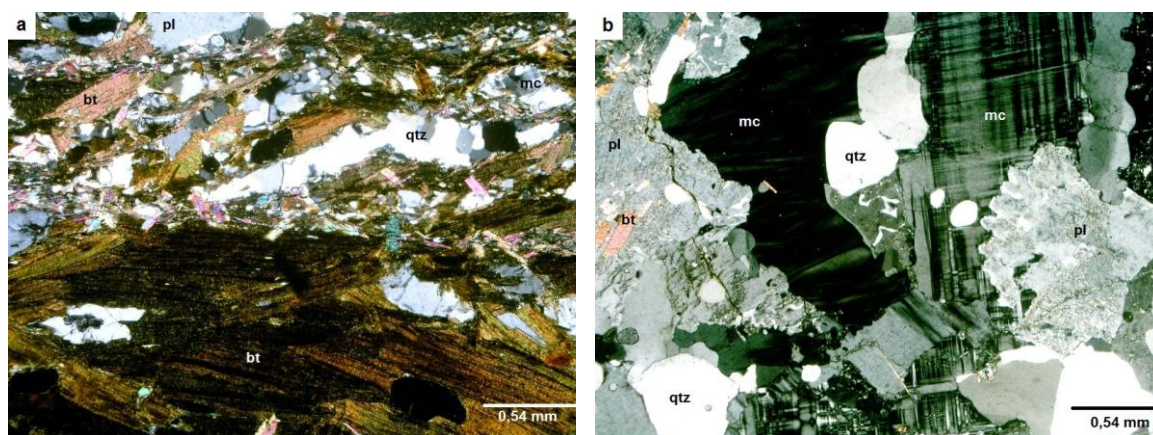


Figura 17 – Fotomicrografias da amostra 5207 E – protomilonito. (a) leitos de biotita em granulação média na metade inferior da foto; leitos de biotita e muscovita cominuídas na porção superior da foto; quartzo e microclínio intersticiais; polarizadores cruzados. (b) mirmequita no centro e no topo da foto; inclusões arredondadas de quartzo em microclínio e plagioclásio; borda albítica em plagioclásio (cor branca); polarizadores cruzados.

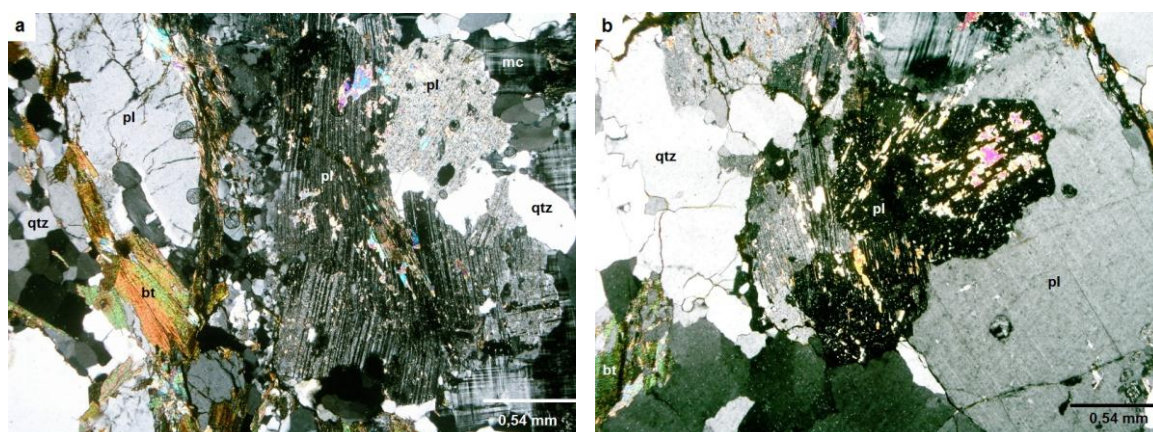


Figura 18 – Fotomicrografias da amostra 5207 E – protomilonito. (a) cristal central de plagioclásio, subidiomórfico, fraturado/ falhado; cristais de plagioclásio não geminados com bordas albítica; quartzo intersticial; polarizadores cruzados. (b) muscovita alterando plagioclásio e biotita; quartzo intersticial; polarizadores cruzados.

Quartzo recristalizado, plagioclásio fraturado/falhado e microclínio deformado/dobrado, necessitam de temperaturas maiores que 300 °C, menores de 650°C e menores de 550°C, respectivamente (Kruhl 1996; Tullis 1983). Tais condições de temperatura colocam o evento de formação responsável por tal litotipo em condições de fácies anfibolito, com aproximadamente 500 °C.

Diatexito

O litotipo foi amostrado em apenas um furo (5211), de cor cinza, textura lepidogranoblástica, granulação média a grossa e índice de cor 15. Apresenta como mineralogia plagioclásio (45%), quartzo (36%), biotita (15%), feldspato potássico (2%) e muscovita (2%). Tais proporções indicam para o diatexito uma composição tonalítica. A

rocha apresenta distribuição heterogênea dos minerais chegando a desenvolver bandamento composicional incipiente e definido pela alternância de bandas de espessura de 2 centímetros, quartzo-feldspáticas, com granulação média a grossa, com biotita (5%), e outras também quartzo-feldspáticas, porém com maior proporção de biotita (15%) e de granulação média (figura 19; 5211 A). A rocha foi classificada como diatextito devido ao bandamento incipiente observado, mas pode ser também espécie de granito deformado e com orientação.



Figura 19 - Amostra 5211 A – diatextito. Notar o bandamento incipiente, alternando porções de granulação média a grossa com pouca biotita, e leitos de granulação média com maior proporção de biotita em relação à anterior.

Plagioclásio ocorre com granulação média, subidiomórfico a idiomórfico, em contatos retos a interlobados com quartzo, comumente com bordas albíticas. Quartzo é intersticial aos grãos de feldspato, fino a médio, forma contatos interlobados com outros cristais de quartzo, ocorrendo também como inclusões finas e arredondadas em feldspato. Biotita em granulação fina a média, lamelar idiomórfica, com pleocroísmo de marrom claro a escuro, se distribui regularmente por toda a rocha e apresenta discreta orientação preferencial. A mineralogia acessória é composta por muscovita, associada à biotita, e apatita idiomórfica a subidiomórfica em granulação fina (figura 20a e b; 5211). Cristais bastante alterados de microclínio em granulação média, subidiomórficos a xenomórficos, ocorrem em baixa proporção na rocha, sendo evidenciados pela presença de mirmequita no contato com plagioclásio.

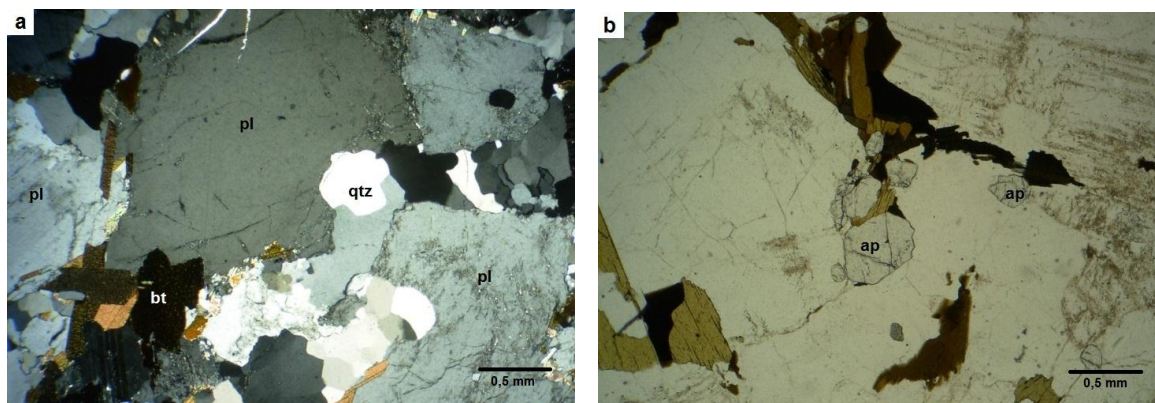


Figura 20 – Fotomicrografias da amostra 5211 – diatextito. (a) Plagioclásio subidiomórfico de granulação média, quartzo intersticial e inclusão arredondada de quartzo e plagioclásio; polarizadores cruzados. (b) Cristais de apatita idiomórficos; polarizador inferior.

Ordem de cristalização

Devido à granulação maior, hábito e abundância, plagioclásio é o primeiro mineral a se cristalizar, seguido por microclínio, quartzo e biotita. O quartzo é o último mineral, pois é a fase que ocorre de forma intersticial, enquanto que muscovita é tardia, pois substituiu feldspato potássico e biotita (quadro de blastese mineral 6).

Quadro de blastese mineral 6

	Inicial	Principal	Tardio	Pós-magmático
plagioclásio	—————	—————		
microclínio	—————	—————		
quartzo	—————	—————	—————	
biotita	—————	—————		
muscovita				—————

7.2.2. Granito Cantareira

Biotita granodiorito porfirítico (Tipo Pirituba, de Moraes Rego 1937; Fácies Porfiroide Creme, de Dantas 1990)

A rocha, observada em quatro furos de sondagem (6111, 6114, 6154 e 6178), apresenta cor cinza, estrutura maciça, granulação média a grossa, fenocristais de plagioclásio e feldspato potássico, e índice de cor 10. Apresenta como mineralogia plagioclásio (40 – 50%), quartzo (20 – 25%), feldspato potássico (10 – 15%), biotita (10 – 15%), titanita (5 – 7%), epidoto (2 – 3%), opacos (1 – 2%) e apatita, muscovita, monazita e allanita (somados; traço – 2%), com os fenocristais que chegam a pouco mais de 1cm, subidiomórficos a idiomórficos (figura 21a; 6111 A), embora localmente ocorram fenocristais com mais de 2 cm.

Na amostra 6111, o granodiorito entra em contato gradacional com enclave de microgranitoide tonalítico rico em biotita (figura 21b; 6111 B) de 20 cm, maciço, de granulação fina, índice de cor entre 20 e 25, portando cristais médios de feldspato potássico e plagioclásio provenientes do granodiorito, sendo assim, classificados como xenocristais. Devido ao contato ser gradacional com assimilação de cristais dos dois feldspato do granodiorito, é possível dizer que ambos os litotipos se relacionaram ainda em estado plástico, com o enclave já mais cristalizado. Comumente, tanto o granodiorito como o enclave são cortados por veio de 1 a 2 mm de espessura, de cor preta. Pirita fina em quantidade traço ocorre tanto no granodiorito, quanto no veio.

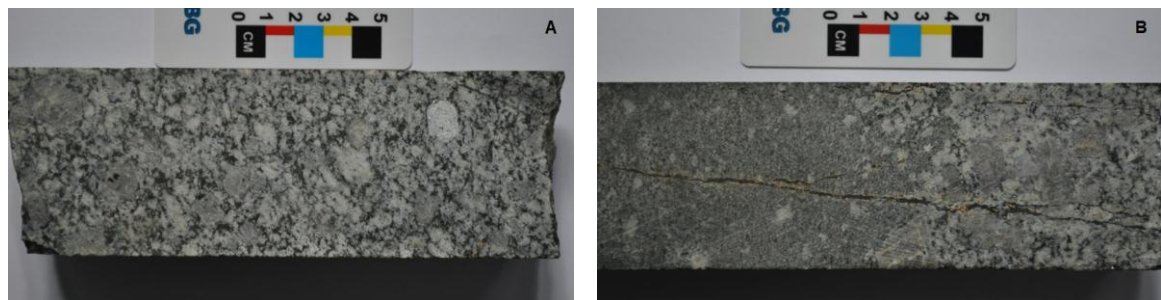


Figura 21 - (a) Amostra 6111 A. Biotita granodiorito porfirítico com visíveis fenocristais de feldspato idiomórficos; (b) Amostra 6111 B. Contato gradacional entre granodiorito e enclave. Atentar para os xenocristais de feldspato do granodiorito no enclave.

Em outra amostra (6154), o biotita granodiorito porfirítico entra em contato gradacional com litotipo cumulático, álcali-feldspato quartzo sienito (fácies Pegmatoide ou tipo Petrópolis, de Dantas 1990), de cor cinza esbranquiçado, índice de cor 2, composto por 85% de fenocristais idiomórficos de feldspato potássico, com tamanho que varia entre 1 e 3 cm, envoltos por matriz fina de quartzo (13%) e pouca biotita (2%). Assim como no caso do enclave anterior, há a mesma forma de contato, sendo que agora é o biotita granodiorito porfirítico que assimila cristais do cumulado de maneira gradacional (figura 22; 6154), dando a impressão que os fenocristais de feldspato potássico são grãos cumuláticos com a matriz do biotita granodiorito sendo englobada e cristalizada nos espaços intercumulus.



Figura 22 - Amostra 6154. Contato gradacional entre biotita granodiorito porfirítico (porção esquerda) e tipo Petrópolis (porção direita), com assimilação de cristais do cumulato pelo granito (xenocrístais).

Na microscopia, plagioclásio é fino a grosso, subidiomórfico a idiomórfico, com zonação óptica concêntrica, extinção ondulante, bordas albíticas, inclusões de quartzo arredondado, biotita e microclínio, e comum alteração sericítica. Microclínio é o feldspato de menor abundância, ocorrendo como fenocristais grossos com inclusões de plagioclásio, biotita e quartzo arredondado, e em menor quantidade como cristais finos a médios subidiomórficos e xenomórficos (intersticiais). É comum mirmequita nos contatos entre ambos os feldspatos. Quartzo é intersticial de granulação fina a média, extinção ondulante e bordas arredondadas (figura 23a; 6111 B).

A mineralogia máfica é representada por biotita, de granulação fina a média, com hábito lamelar subidiomórfico a idiomórfico, e halos pleocróicos produzidos por zircão. Titanita é abundante, de granulação fina a média, idiomórfica a subidiomórfica. Epidoto fino, subidiomórfico a xenomórfico, associa-se principalmente a allanita fina a média, subidiomórfica a idiomórfica, e subordinadamente ao plagioclásio. Apatita fina, idiomórfica, muscovita fina, idiomórfica, monazita subidiomórfica fina e minerais opacos, finos e idiomórficos, incluindo pirita, vista em amostra de mão (figura 23a; 6111 B).

Os contatos entre feldspatos são retos, com alguns exemplos serrilhados devido às bordas dos cristais serem irregulares. Com o quartzo o contato é reto a interlobados em decorrência do bom desenvolvimento do feldspato. Já entre cristais de quartzo, os contatos são interlobados e arredondados, vide seu caráter intersticial.

Em determinada porção da rocha há veio de espessura de poucos milímetros composto por turmalina fina, subidiomórfica a idiomórfica, com quartzo fino de caráter intersticial, e pirita de granulação fina (figura 23b; 6111 C).

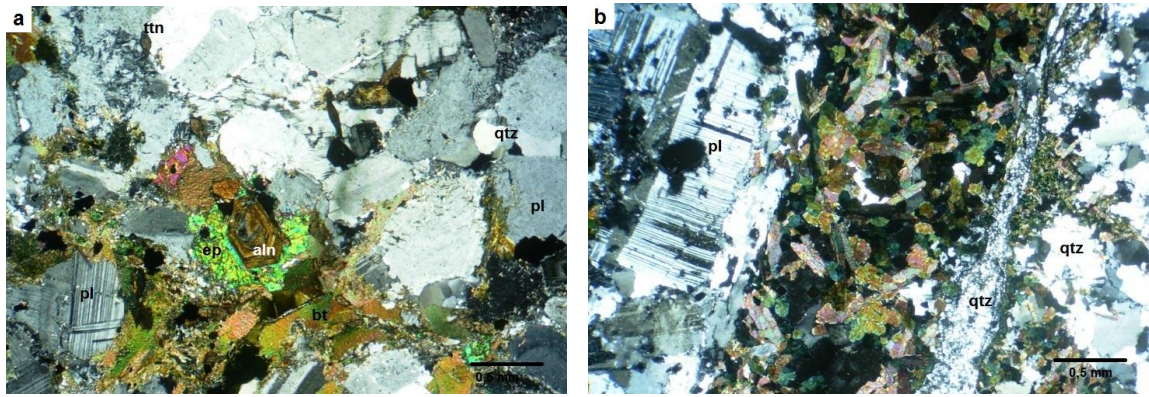


Figura 23 – Fotomicrografias (a) Amostra 6111 B – biotita granodiorito porfirítico. Plagioclásio subidiomórfico, titanita idiomórfica, epidoto e allanita idiomórfica associados à biotita e quartzo intersticial; notar relações de contato; polarizadores cruzados. (b) Amostra 6111 C – biotita granodiorito porfirítico. Veio de espessura milimétrica composto principalmente por turmalina fina e quartzo fino intersticial policristalino; polarizadores cruzados.

O enclave de microgranitoide tonalítico rico em biotita é formado por biotita (30%) lamelar e plagioclásio (30%) com comum zonação óptica concêntrica, bordas ricas em albita e extinção ondulante, ambos idiomórficos, e com quartzo intersticial (18%). Associados à biotita, são abundantes os cristais de titanita (8%), subidiomórficos a idiomórficos, e epidoto (10%), também alterando plagioclásio e allanita, além de apatita prismática (2%), allanita (-), monazita (-) e minerais opacos (2%) (figura 24a; 6111 Be). Todos os minerais ocorrem com granulação fina, a exceção dos cristais grossos e idiomórficos de plagioclásio e microclínio, que são interpretados como xenocristais, assimilados do biotita granodiorito porfirítico. É notada forte orientação preferencial de biotita na rocha (figura 24a; 6111 Be). O contato deste enclave com o granodiorito ocorre de maneira gradual, com “interdigitação” entre as rochas e aumento gradual da quantidade de xenocristais no primeiro. Os contatos entre os minerais são equiparáveis aos descritos para o biotita granodiorito porfirítico. O veio de turmalina também ocorre nesse litotipo.

O tipo Petrópolis é composto por fenocristais centimétricos idiomórficos a subidiomórficos de microclínio (78%) em contatos retos a irregulares, serrilhados, com quartzo (10%) de granulação fina a média e extinção ondulante que ocorre preenchendo os interstícios entre cristais de microclínio, por vezes em suas fraturas e como inclusões finas (figura 24b; 6154C). Junto ao quartzo intersticial ocorre biotita (3%) subidiomórfica de granulação fina. Plagioclásio (5%) com poucos exemplos idiomórficos de granulação grossa, ocorre como inclusões de granulação fina em microclínio (figura 24b; 6154C), apresentam zonação óptica e bordas albíticas, sendo facilmente identificado pela alteração sericítica. Outras comuns inclusões são as de biotita fina subidiomórfica (figura 24b; 6154C), e de titanita (2%) fina a média idiomórfica. Muscovita (1%) fina subidiomórfica e epidoto (1%)

(figura 24b; 6154C) associam-se a plagioclásio e biotita. Minerais traço são, monazita fina junto à biotita, e apatita prismática, também fina, distribuída aleatoriamente pela rocha.

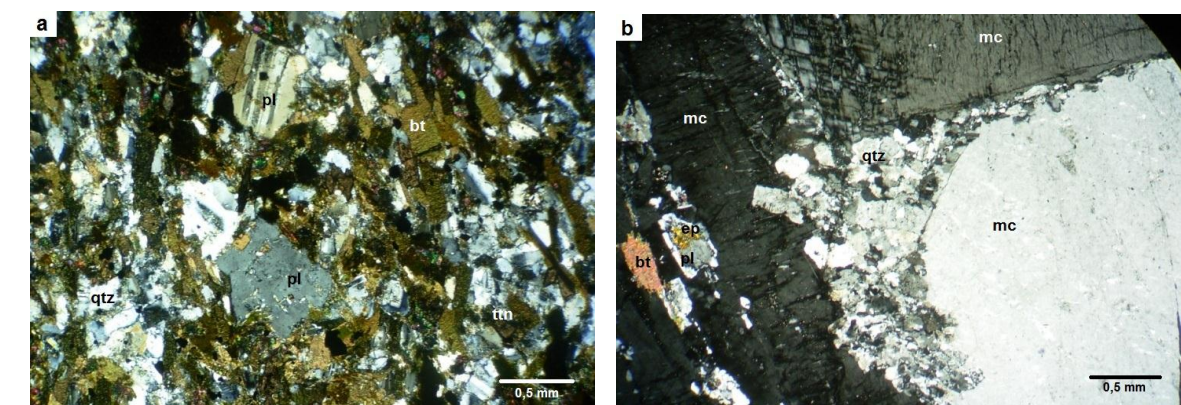


Figura 24 – Fotomicrografias (a) Amostra 6111 Be. Enclave de microgranitoide tonalítico rico em biotita; plagioclásio fino idiomórfico, biotita fina orientada, quartzo intersticial e titanita idiomórfica; polarizadores cruzados. (b) Amostra 6154 C – Tipo Petrópolis. Fenocristais de microclínio, com comum inclusão de biotita e plagioclásio com associação de epidoto e bordas albíticas, e quartzo intersticial entre os fenocristais de microclínio; polarizadores cruzados.

Ordem de cristalização

É possível interpretar por relações texturais e granulação, que plagioclásio, microclínio, biotita, titanita e apatita foram os primeiros minerais a se formarem e prosseguiram durante a principal fase de cristalização, visto que há fenocristais de feldspato idiomórficos, inclusões de microclínio em plagioclásio, de plagioclásio em microclínio e de biotita em ambos os feldspatos, e cristais de titanita e apatita finos a médios, idiomórficos. Minerais sempre associados à biotita como titanita, monazita, allanita e opacos, são cristalizados no principal momento de formação da rocha. Os últimos gerados são quartzo e alguns exemplos de microclínio, sempre preenchendo os interstícios entre os minerais já formados. Muscovita e epidoto são cristalizados em momento pós-magmático. (Quadro de blastese mineral 7).

Quadro de blastese mineral 7

	Inicial	Principal	Tardio	Pós-magmático
plagioclásio	...			
microclínio	...			
biotita	...			
quartzo				
titanita	...			
apatita	...			
epidoto				
monazita				
allanita				
muscovita				

Biotita tonalito

O biotita tonalito é rocha presente em apenas um furo de sondagem (6218), de cor cinza, que varia em tons claros e escuros, maciça, inequigranular de granulação fina a média, índice de cor 10 e é composta por plagioclásio (50%), quartzo (37%), biotita (10%), muscovita (3%), monazita (-), apatita (-) e zircão (-); (figura 25; 6218).

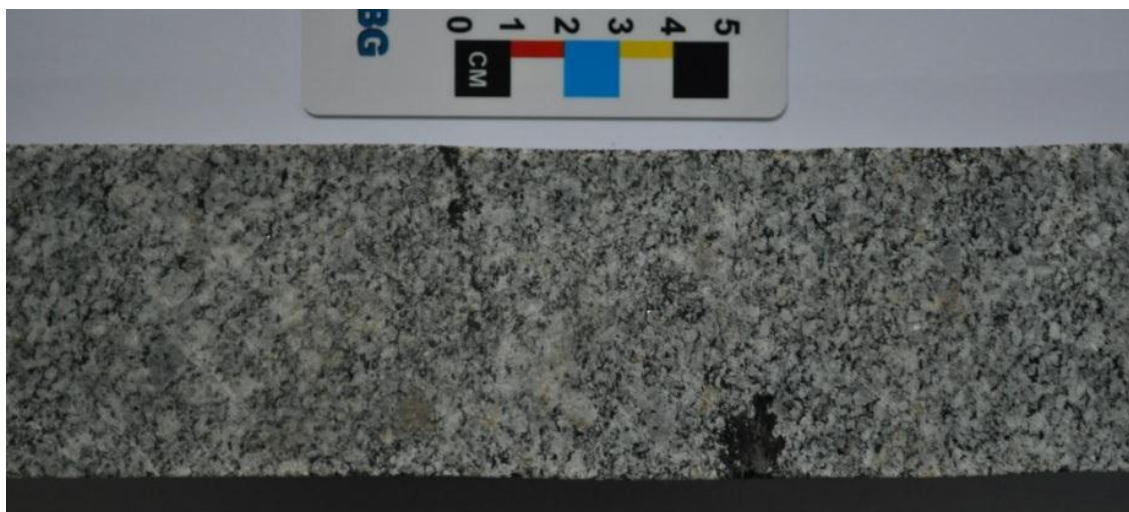


Figura 25 - Amostra 6218. Biotita tonalito.

Ao microscópio, plagioclásio é de granulação média, subidiomórfico, frequentemente com alteração para mica branca. Quartzo é fino a médio, xenomórfico e intersticial, ou ocorrendo como inclusão fina e arredondada em plagioclásio, e apresentando extinção ondulante (figura 26; 6218). Nas porções intersticiais de granulação fina são comuns as junções tríplices entre cristais de quartzo, com contatos retos, mas prevalecendo os interlobados (figura 26; 6218). Biotita em granulação fina, subidiomórfica a idiomórfica, se distribui regularmente pela rocha e ocorre como inclusão em plagioclásio. Os contatos entre plagioclásio e os demais minerais são, de maneira geral, retos a serrilhados, por vezes interlobados com o quartzo. Muscovita de granulação fina, subidiomórfica, ocorre associada à biotita e ao plagioclásio (figura 26; 6218). Monazita e zircão em quantidades traço formam halos pleocróicos em biotita.

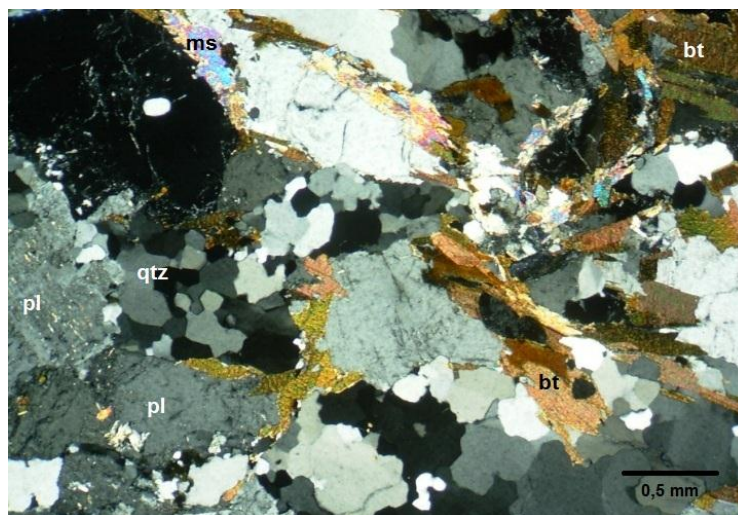


Figura 26 – Fotomicrografia da amostra 6218 – biotita tonalito. Caracterização geral da rocha: cristais subidiomórficos de plagioclásio com alteração sericítica e inclusão arredondada de quartzo; quartzo intersticial; muscovita associada à biotita; notar quartzo fino, idiomórfico, em contatos retos e junções tríplexes; polarizadores cruzados.

Ordem de cristalização

As relações texturais entre os minerais são: quartzo ocorre como inclusão em plagioclásio, plagioclásio apresenta granulação grossa e é idiomórfico, biotita ocorre como inclusão em plagioclásio e apatita é idiomórfica, de onde pode-se inferir a ordem de cristalização como: iniciam a cristalização quartzo e biotita, seguidos de plagioclásio no principal momento. Os momentos finais de formação mineral correspondem ao quartzo intersticial e muscovita associada à biotita (quadro de blastese mineral 8).

Quadro de blastese mineral 8

	Inicial	Principal	Tardio	Pós-magmático
plagioclásio		—————	—————	
quartzo	—————	—————	—————	
biotita	—————	—————		
apatita		—————		
muscovita				—————

Protomilonito

Protomilonitos de rochas graníticas estão presentes em dois furos de sondagem, 6225 e 6397. Ambas as rochas têm cor cinza claro a tons amarronzados, granulação fina a grossa, índice de cor entre 4 e 10 e foliação que varia de protomilonítica a milonítica. As rochas são compostas por plagioclásio (38%), quartzo (33%), feldspato potássico (15%), biotita (12%), muscovita (2%) e apatita (-). O litotipo apresenta três porções distintas que variam na intensidade da foliação e, conseqüentemente, na granulação. A primeira delas é

caracterizada pela abundância de porfiroclastos arredondados a lenticulares (augen) de feldspato, em granulação média a grossa, envoltos por matriz fina composta por quartzo, feldspato e leitos com espessuras de poucos milímetros (1-2mm) de biotita (figura 27a; 6397B). A segunda porção é de mesma composição, porém diferencia-se pela menor granulação geral, fina a média, e quando comparada com a anterior, apresenta foliação mais intensa e ausência de porfiroclastos de feldspato (figura 27a; 6397). Os leitos de biotita passam a ser contínuos e intercalam-se a outros quartzo-feldspáticos. A última porção do litotipo possui a mesma mineralogia, foliação mais intensa e granulação fina (figura 27b; 6397A).

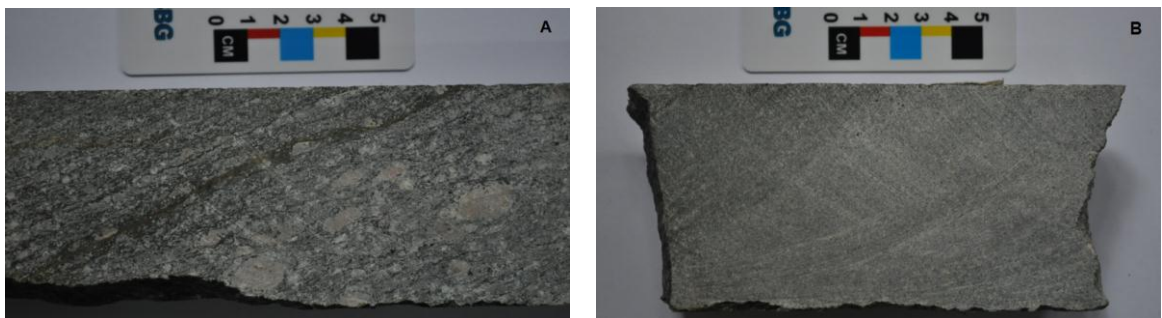


Figura 27 - (a) Amostra 6397 B - protomilonito. Primeira porção – direita, com porfiroclastos arredondados a lenticulares de feldspato; segunda porção – esquerda, granulação fina a média com foliação milonítica mais pronunciada. (b) Amostra 6397 A – protomilonito. Terceira porção – Foliação mais intensa e menor granulação geral (fina).

A amostra de 6255 diferencia-se de 6397 devido a menor proporção de biotita, 5%, mas apresenta o mesmo tipo de foliação e granulação descrita acima para a segunda porção (figura 28; 6255).



Figura 28 - Amostra 6255 – protomilonito. Rocha semelhante à porção de foliação milonítica intermediária na amostra 6397B, porém com menor proporção de biotita.

Na microscopia, o protomilonito pode ser descrito da mesma maneira como foi na macroscopia, sendo dividido em três porções principais. A primeira delas (figura 29a; 6397 B) possui como característica diferencial, a presença de porfiroclastos de microclínio e plagioclásio, subidiomórficos, em granulação grossa, comumente fraturados e com inclusões de quartzo e feldspato. Plagioclásio e microclínio distribuem-se pela rocha em granulação média a fina, subidioblásticos, envoltos por leitos anastomosados de quartzo com extinção ondulante, fino a médio como “fitas” alongadas, e policristalino de granulação fina, e porções ricas em biotita subidioblástica fina. Os contatos entre cristais de feldspato e de feldspato com biotita são serrilhados a retos. Já entre feldspato e quartzo são interlobados a retos. Mirmequita ocorre nos contatos entre microclínio e plagioclásio. Muscovita ocorre associada à biotita.

A segunda porção não possui porfiroclastos de feldspato e assemelha-se à anterior em relação à composição mineralógica (figura 29b; 6397B). Cristais de plagioclásio e microclínio são subidioblásticos, com alguns exemplos sigmoidais, e variam de finos a médios em granulação. Os leitos anastomosados de quartzo na forma de “fita” alongada e policristalino, e de biotita, ambos em granulação fina, são mais frequentes, salvo a amostra 6255 com menor quantidade de biotita e consequentemente maior de quartzo (figura 30b, 6255). A associação de muscovita com biotita é mais comum, e mirmequita ainda é recorrente. Algumas regiões, devido à alta proporção de matriz, podem ser classificadas como milonito. A terceira porção (figura 30a; 6397A) apresenta granulação geral fina, com cristais subidioblásticos de feldspato (principalmente plagioclásio) comumente sigmoidais, envoltos por leitos de quartzo policristalino e de biotita subidioblástica fina a muito fina (cristais cominuídos) com comum associação de muscovita. Apatita subidioblástica fina ocorre em todas as porções.

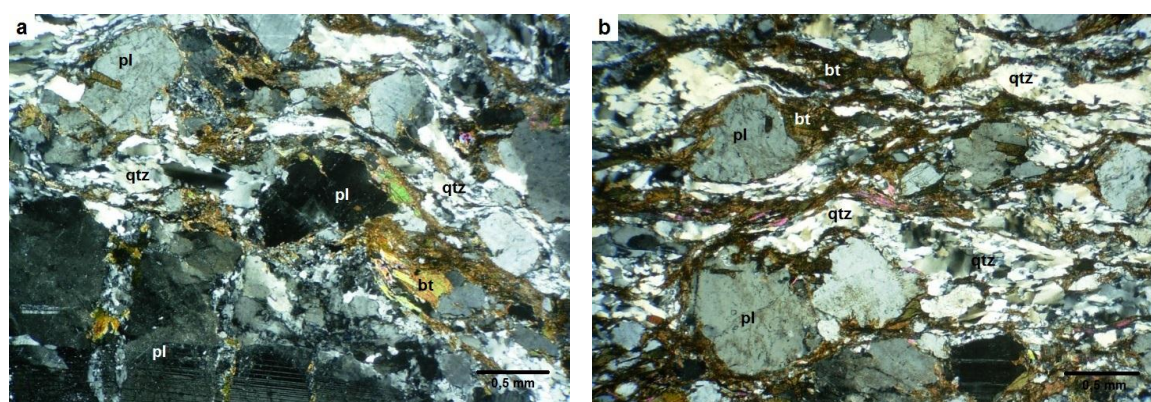


Figura 29 – Fotomicrografias da amostra 6397B – protomilonito. (a) Primeira porção, com porfiroclasto grosso de plagioclásio, “fitas” de quartzo e leitos de biotita que envolvem cristais finos a médios de plagioclásio; polarizadores cruzados. (b) Segunda porção, cristais finos a médios de plagioclásio, arredondados a sigmoidais (*augen*), e aumento dos leitos de quartzo e biotita; polarizadores cruzados.

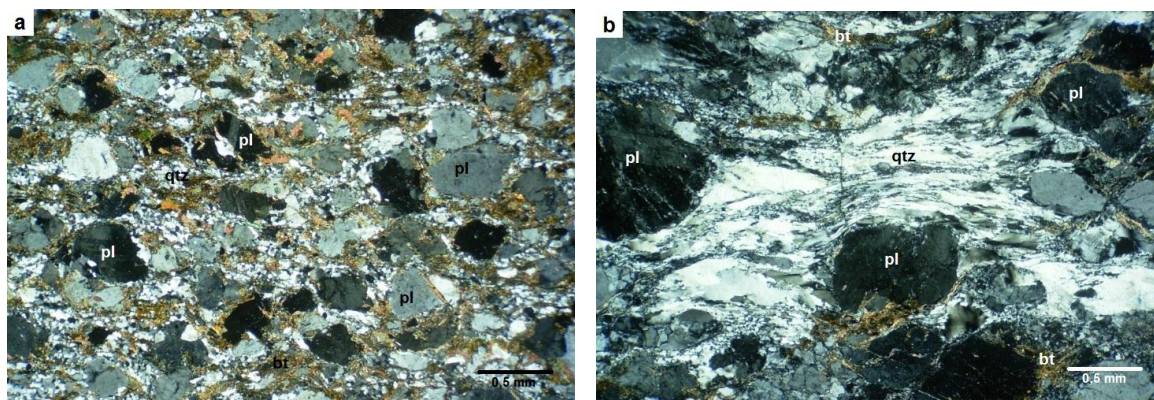


Figura 30 – Fotomicrografias (a) Amostra 6397A – protomilonito. Terceira porção, com granulação predominantemente fina por parte dos cristais de plagioclásio e aumento nos leitos quartzosos e biotíticos (foliação comparativamente mais intensa); polarizadores cruzados. (b) Amostra 6255. Amostra equivalente à segunda porção da amostra 6397 B (figura 29b), com predominância nos leitos quartzosos em “fitas”, que envolvem porfiroclastos de plagioclásio; notar cristal de plagioclásio rotacionado, com movimentação sinistral, no centro da foto; polarizadores cruzados.

7.2.3. Granitoide da Vila Prudente

Biotita sienogranito orientado com granada

O biotita sienogranito orientado com granada foi descrito em dois furos de sondagem (8024A e 8024C). A rocha é orientada, apresenta cor cinza, com porções pretas, inequigranular, granulação fina a média e índice de cor 8. A composição mineralógica é dada por quartzo (45%), feldspato potássico (35%), plagioclásio (10%), biotita (7%), muscovita (2%), granada (1%) e monazita e apatita como traços. Trata-se de rocha orientada que apresenta porções claras, com espessura de dois centímetros, granulação média, com menor quantidade de biotita, alternadas com leitos de granulação fina, de mesma espessura, com maior proporção de biotita, fornecendo assim, coloração mais escura. Cristais idiomórficos de granada em granulação fina ocorrem dispersos pela rocha. A orientação é dada pela biotita e pelo paralelismo das bandas. (figura 31; 8024A).

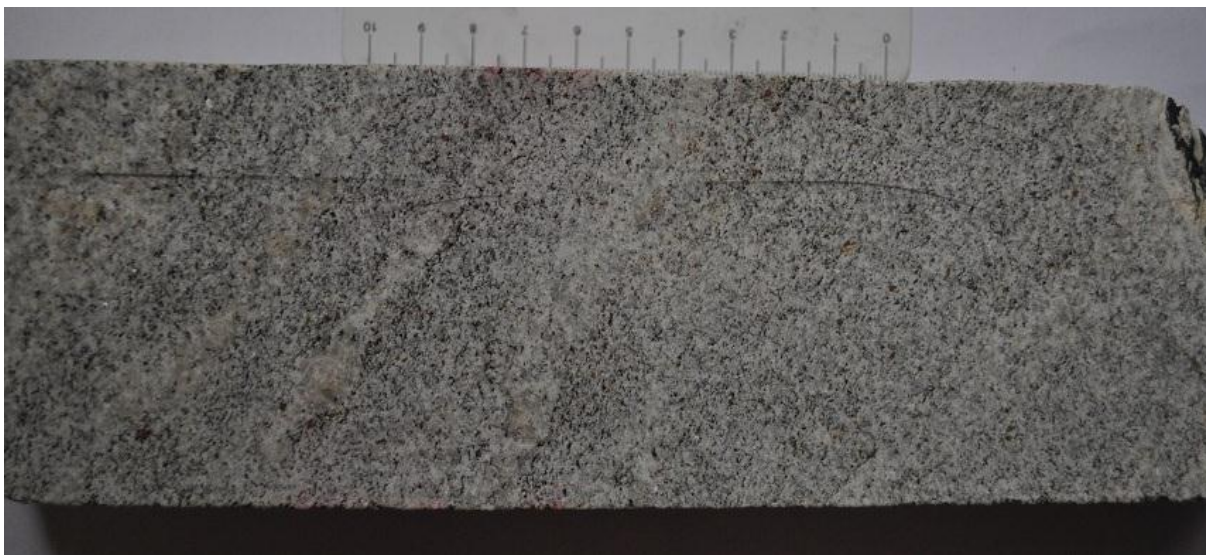


Figura 31 - Amostra 8024 A – biotita sienogranito orientado com granada. Atentar para a orientação da rocha e para as porções mais claras, de granulação mais grossa (média), com uma menor proporção de biotita.

Ao microscópio são evidentes domínios compostos por biotita idiomórfica orientada com comum associação de muscovita e monazita, quartzo xenomórfico, microclínio e plagioclásio subidiomórficos e granada subidiomórfica a idiomórfica, com biotita associada e/ou inclusa, todos em granulação fina, alternados por outros de granulação média com ausência de biotita, compostos por microclínio subidiomórfico a idiomórfico, quartzo xenomórfico e plagioclásio subidiomórfico, com mirmequita associada ao contato com microclínio (figuras 32a e b; 8024 A). É possível observar que nas porções de granulação mais fina, os minerais não tiveram espaço suficiente para seu pleno desenvolvimento, desse modo, não apresentam faces retas, diferente dos leitos de granulação média, que possuem cristais bem formados, de faces retas, como ocorre com o microclínio. Devido a este fato, as relações de contatos entre os minerais podem diferir de uma porção para a outra, prevalecendo os retos, a interlobados, quando há bom desenvolvimento mineral, e interlobados, a retos, nos casos de menor desenvolvimento e consequente granulação. Há exemplos de contatos irregulares e serrilhados, justamente devido às bordas de feldspato serem esporadicamente irregulares.

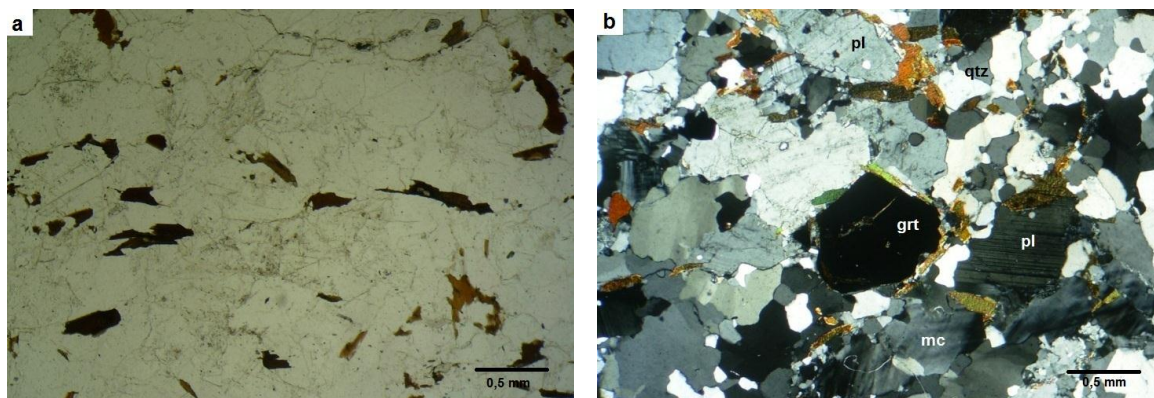


Figura 32 – Fotomicrografias da amostra 8024A – biotita sienogranito orientado com granada (a) Orientação da rocha devido à biotita; polarizador inferior. (b) Granada subidiomórfica com alteração de biotita em fraturas; notar o caráter intersticial do quartzo, presença comum de microclínio, relações de contato e granulação geral fina; polarizadores cruzados.

Ordem de cristalização

Pela granulação, hábito muitas vezes idiomórfico, e proporção modal, plagioclásio, microclínio e biotita são os primeiros minerais a serem gerados. Pelo fato de quartzo e microclínio serem comumente intersticiais e muscovita alterar biotita, são provavelmente os últimos minerais a se formarem. Granada ocorre durante a principal fase de cristalização concomitante e/ou posteriormente à biotita (inclusa) (quadro de blastese mineral 9).

Quadro de blastese mineral 9

	Inicial	Principal	Tardio	Pós-magmático
plagioclásio	=====	=====		
microclínio	=====	=====	=====	
quartzo	=====	=====	=====	
biotita	=====	=====		
granada		=====		
muscovita				=====

Biotita tonalito orientado

O biotita tonalito orientado é observado no furo 8024B, é de cor cinza com tons escuros, inequigranular, granulação média a fina e índice de cor 12. É composto por plagioclásio (50%), quartzo (35%), biotita (12%), muscovita (3%) e apatita e monazita como traços. Biotita é o mineral responsável pela orientação geral da rocha (figura 33; 8024B).



Figura 33. Amostra 8024B – biotita tonalito orientado. Marcante orientação da rocha de granulação média.

O plagioclásio é de composição andesina (An_{35}), determinada através do método Michel-Lévy, subidiomórfico a idiomórfico, com extinção ondulante e geminação polissintética bem definida. O quartzo é de caráter intersticial com extinção ondulante e como inclusões finas arredondadas em plagioclásio. A biotita idiomórfica se distribui uniformemente por toda a rocha, apresentando-se inclusa em plagioclásio (figura 34b; 8024B). Os contatos entre cristais de quartzo são interlobados a retos. Os contatos entre quartzo e plagioclásio são retos, por vezes irregulares/ serrilhados, devido às bordas do último apresentarem-se desta maneira, e entre cristais de plagioclásio, retos a irregulares (figura 34b; 8024B). A orientação é gerada pela orientação de biotita que possui associação de muscovita, apatita e monazita (figura 34a; 8024B).

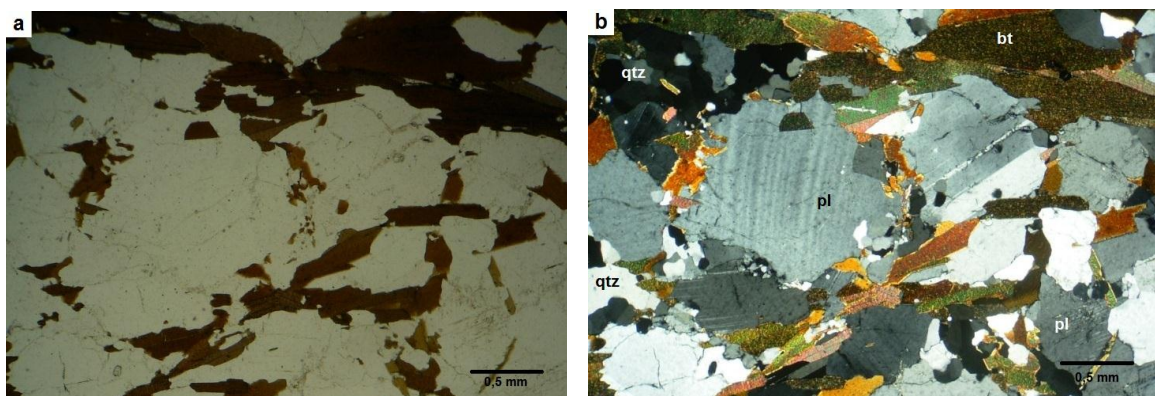


Figura 34 – Fotomicrografias da amostra 8024B – biotita tonalito orientado. (a) Orientação geral da rocha devido à biotita; polarizador inferior. (b) Plagioclásio subidiomórfico, quartzo intersticial; notar granulação geral média, relações de contato e ausência (baixa proporção na rocha) de microclínio; polarizadores cruzados.

Ordem de cristalização

Devido à granulação, hábito comumente idiomórfico, e relações de inclusão, biotita, plagioclásio e quartzo (exemplos inclusos em plagioclásio) são os primeiros minerais a se cristalizarem. Estes seguem sendo gerados durante o principal momento de formação da rocha, com o quartzo principalmente nos últimos instantes preenchendo os interstícios (quadro de blastese mineral 10).

Quadro de blastese mineral 10

	Inicial	Principal	Tardio	Pós-magmático
plagioclásio				
quartzo				
biotita				
muscovita				

7.3. Geoquímica

A geoquímica de rocha total teve como objetivo a caracterização química de rochas granitoides do “Granito Cantareira” e do granitoide da Vila Prudente. A partir dos resultados apresentados na tabela 1, foram confeccionados diagramas AFM (Irvine & Baragar 1971) a fim de classificar os litotipos quanto à alcalinidade. Para a classificação quanto ao índice de saturação de alumina e para a determinação de tendências de evolução magmática, foram construídos diagramas de Maniar & Piccoli (1989) e de Harker (1909), respectivamente. Enquanto que para os elementos traço (Tabela 2), foram elaborados diagramas de elementos terras raras e diagramas multi-elementares (*spidergrams*), ambos normalizados a condrito. A sequência dos elementos nos diagramas multi-elementares é aquela dada por Thompson *et al.* (1984).

Dez amostras foram analisadas, sendo cinco representativas do Granito Cantareira: enclave microgranitoide tonalítico rico em biotita (6111Be), biotita granodiorito porfirítico (6154B e 6178), tipo Petrópolis (6154C) e biotita tonalito (6218B); e cinco do granitoide da Vila Prudente: biotita sienogranito orientado (8021A, 8024C1, 8024C2 e 8024C3) e biotita tonalito orientado (8024B).

Tabela 1 – Análises químicas e razões de interesse petroquímico. EMT: enclave microgranitoide tonalítico rico em biotita; BGP: biotita granodiorito porfirítico; PET: tipo Petrópolis; BT: biotita tonalito; BSo: biotita sienogranito orientado com granada; BTo: biotita tonalito orientado.

	GRANITO CANTAREIRA					GRANITOIDE VILA PRUDENTE				
Litotipo	EMT	BGP	PET	BGP	BT	BSo	BTo	BSo	BSo	BSo
Amostra	6111Be	6154B	6154C	6178	6218B	8024A	8024B	8024 C1	8024 C2	8024 C3
SiO ₂	49,57	60,27	65,91	60,46	70,53	74,68	65,60	74,00	74,27	74,07
TiO ₂	1,457	0,893	0,221	0,978	0,344	0,151	0,495	0,104	0,149	0,189
Al ₂ O ₃	18,47	17,15	16,82	16,24	15,44	13,78	17,05	13,77	13,45	13,45
Fe ₂ O ₃	10,50	5,54	0,92	6,23	2,80	1,41	4,56	1,04	1,34	1,60
MnO	0,164	0,077	0,010	0,086	0,041	0,036	0,072	0,038	0,031	0,024
MgO	3,79	1,83	0,21	2,19	0,86	0,23	1,40	0,15	0,23	0,30
CaO	5,70	3,96	0,89	3,79	2,29	1,43	3,32	1,01	1,28	1,41
Na ₂ O	3,66	4,07	2,56	3,90	4,82	3,09	4,56	2,80	2,97	3,01
K ₂ O	3,87	4,01	10,12	3,59	2,06	4,75	2,05	6,09	5,25	4,94
P ₂ O ₅	0,669	0,401	0,053	0,490	0,122	0,027	0,113	0,023	0,031	0,032
Total	98,77	98,80	98,05	98,99	99,93	100,02	99,82	99,37	99,34	99,37
Ba	1755	1960	6088	1650	512	796	190	816	815	860
Ce	154	120	< 35	99	23	69	63	< 35	64	94
Co	20	9	< 6	11	6	< 6	9	< 6	< 6	< 6
Cr	13	22	< 13	35	30	97	10	< 13	84	75
Cu	22	9	< 5	15	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ga	21	18	9	19	16	15	21	14	15	13
La	70	72	< 28	58	< 28	29	43	< 28	42	51
Nb	19	14	< 9	13	< 9	12	19	< 9	10	12
Nd	67	44	< 14	45	< 14	< 14	38	< 14	19	30
Ni	9	11	< 5	12	5	6	6	< 5	< 5	< 5
Pb	14	13	23	8	< 4	19	8	23	21	19
Rb	107	103	141	94	58	199	222	227	210	209
Sc	23	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14
Sr	1114	1013	1043	1041	375	128	205	125	125	121
Th	10	9	< 7	< 7	< 7	13	11	< 7	15	23
U	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
V	147	77	2	79	34	12	39	< 9	12	< 9
Y	30	20	7	19	11	30	38	20	29	32
Zn	142	90	15	103	56	27	94	19	28	32
Zr	377	277	69	317	116	115	138	84	111	134
Cl	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50
F	1509	1106	< 500	1365	743	< 500	1800	< 500	566	651
S	777	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550
A/KNC	1,39607	1,424419	1,239499	1,439716	1,683751	1,486516	1,717019	1,390909	1,415789	1,436966
KN/A	0,407688	0,471137	0,753864	0,461207	0,445596	0,56894	0,387683	0,645606	0,611152	0,591078
A/KN	2,452855	2,122525	1,326498	2,168224	2,244186	1,757653	2,579425	1,548931	1,636253	1,691824

Tabela 2 – Análises químicas para os elementos traços e terras-raras (ppm). GVP: granitoide Vila Prudente; EMT: enclave microgranitoide tonalítico rico em biotita; BGP: biotita granodiorito porfirítico; PET: tipo Petrópolis; BT: biotita tonalito; BSo: biotita sienogranito orientado com granada; BTo: biotita tonalito orientado.

	GRANITO CANTAREIRA					GVB
Litotipo	EMT	BGP	PET	BGP	BT	BTo
Amostra	6111Be	6154B	6154C	6178	6218B	8024B
Rb	102	97.1	117	94.1	61.0	247
Sr	1066	995	1035	1114	415	218
Y	26.4	17.1	6.91	18.7	10.7	36.5
Zr	361	271	66.0	333	136	147
Nb	23.5	17.1	8.00	16.8	12.9	24.5
Cs	5.83	2.04	0.70	1.43	3.28	11.9
Ba	1773	1922	6720	1717	545	181
La	73.9	63.1	14.2	54.3	12.1	46.9
Ce	150	124	35.6	111	24.8	81.0
Pr	17.6	13.8	3.79	13.4	2.58	10.9
Nd	67.7	51.0	15.5	52.1	9.50	40.1
Sm	12.2	8.61	3.17	9.42	1.78	7.12
Eu	3.27	2.35	1.02	2.52	0.69	1.38
Gd	8.95	5.95	2.32	6.67	1.61	6.16
Tb	1.10	0.72	0.29	0.81	0.27	0.90
Dy	5.62	3.68	1.43	4.00	1.67	5.12
Ho	1.03	0.66	0.26	0.72	0.36	1.10
Er	2.33	1.51	0.60	1.63	0.93	2.66
Tm	0.32	0.21	0.08	0.23	0.13	0.37
Yb	1.94	1.30	0.50	1.35	0.82	2.13
Lu	0.28	0.19	0.07	0.19	0.12	0.32
Hf	8.64	6.54	1.75	7.45	3.23	3.80
Pb	12.1	17.8	33.2	15.7	10.3	22.9
Th	6.39	9.56	3.83	8.32	2.14	19.1
U	0.73	1.78	4.01	1.14	1.20	3.69

7.3.1. Elementos maiores e traços

7.3.1.1. Granito Cantareira

As composições dos litotipos representativos do granito Cantareira, quando plotadas no diagrama AFM, alinham-se preferencialmente dentro do campo da Série cálcio-alcálica (figura 35). Nota-se através da tabela 1 a grande variação nos valores de SiO₂ (49,57% - 70,53%), característica também presente nos valores de alguns óxidos, como Fe₂O₃ (0,92% - 10,5%), MnO (0,01% - 0,164%), MgO (0,21% - 3,79%), CaO (0,89% - 5,70%) e K₂O (2,06% - 10,12%), refletindo a evolução e diferenciação magmática do maciço. Essa característica pode ser visualizada pela colinearidade das amostras plotadas no diagrama AFM, assim, o enclave microgranitoide tonalítico rico em biotita pode ser interpretado com o litotipo mais primitivo, enquanto o tipo Petrópolis, o mais diferenciado. Biotita granodiorito porfirítico e biotita tonalito tratam-se de rochas de diferenciação intermediária.

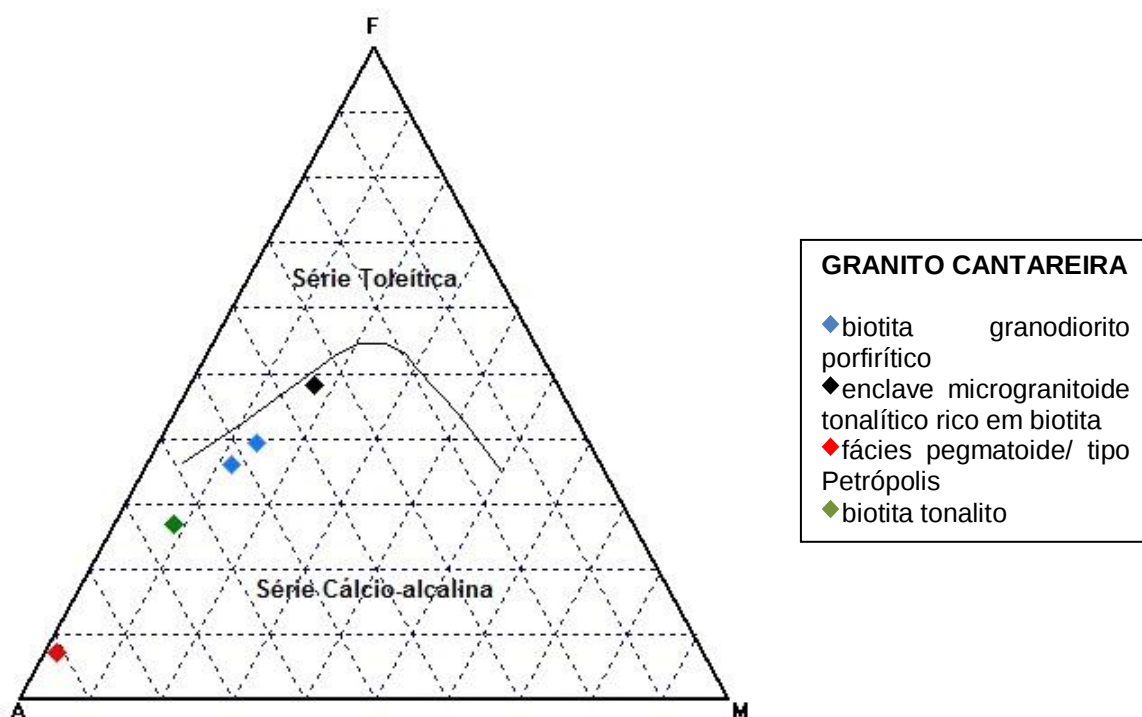


Figura 35 – Diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971) para as rochas do Granito Cantareira

O diagrama de saturação em alumina (Maniar & Piccoli 1989, figura 36), juntamente das razões A/KNC com valores sempre superiores a 1,1 (Chappel & White 2001, tabela 1) e índices agpaíticos (KN/A) menores que 1 (Tabela 1), indicam quimismo peraluminoso para o granito Cantareira. É interessante notar que embora o enclave microgranítico seja a rocha menos evoluída, nesse diagrama apresenta comportamento semelhante ao biotita granodiorito porfirítico.

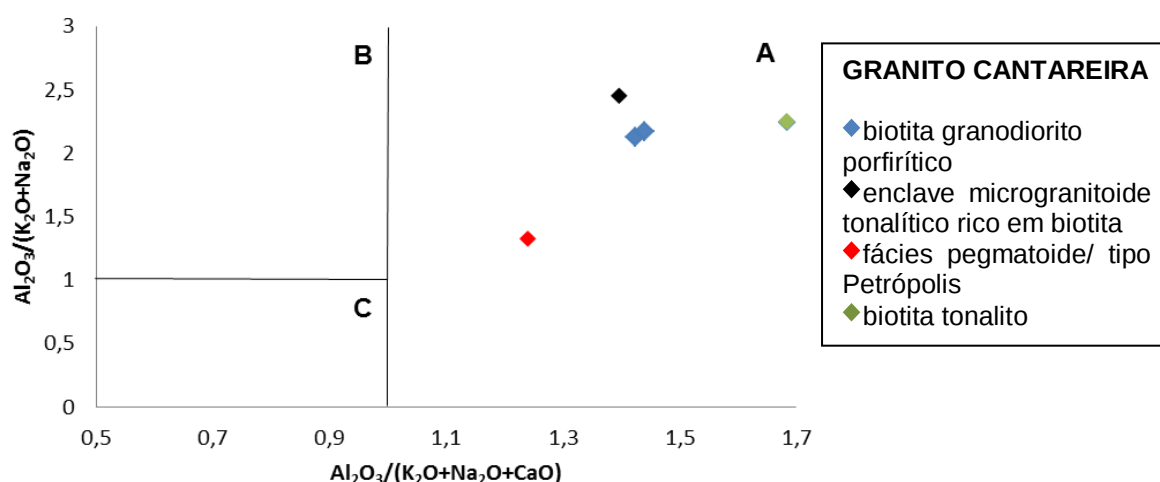


Figura 36 – Diagrama de saturação em alumina de Maniar & Piccoli (1989) com os campos das rochas peraluminosas (A), metaluminosas (B) e peralcalinas (C) demarcados; todas as amostras analisadas do Granito Cantareira são plotadas no campo das rochas peraluminosas.

Nos diagramas de Harker (1909) estão relacionados óxidos contra sílica (figura 37). Para os óxidos TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , P_2O_5 são claros as correlações negativas com sílica, enquanto que para Na_2O e K_2O há relativa dispersão dos resultados. Para a maioria dos óxidos, as correlações negativas são características de evolução e diferenciação magmática, com valores altos de SiO_2 para os tipos mais diferenciados.

É possível observar que o enclave microgranitoide tonalítico rico em biotita (6111Be) trata-se do litotipo menos diferenciado, com o menor valor de SiO_2 e os maiores de óxidos compatíveis, como TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO e CaO . Tal informação corrobora a petrografia, que mostra baixa porcentagem de quartzo, intermediária de epidoto e titanita, e alta de biotita e plagioclásio. Para o litotipo de fácies pegmatoide (tipo Petrópolis; amostra 6154C) nota-se uma maior quantidade de SiO_2 , a maior de K_2O , e os menores valores de TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO e Na_2O , resultando em associação mineralógica rica quartzo e feldspato potássico (megacristais) e pobre em plagioclásio, biotita, titanita e epidoto. Os dados químicos, mineralógicos e texturais indicam que o tipo Petrópolis trata-se da rocha mais diferenciada do granito Cantareira.

O biotita tonalito (6218B) apresenta os maiores valores de SiO_2 e os menores de K_2O e Al_2O_3 , além de valores intermediários dos óxidos restantes. Esses dados refletem claramente na sua associação mineral, com altas porcentagens de plagioclásio e quartzo, e biotita e muscovita subordinadas. Para o principal litotipo da unidade, biotita granodiorito porfirítico (tipo Pirituba; amostras 6154B e 6178), são obtidas composições intermediárias entre os tipos mais diferenciados (tipo Petrópolis) e os menos diferenciados (microgranitoide), refletindo assim em sua composição mineralógica, com plagioclásio, quartzo, biotita, feldspato potássico, titanita, epidoto, apatita, muscovita, allanita, monazita e zircão.

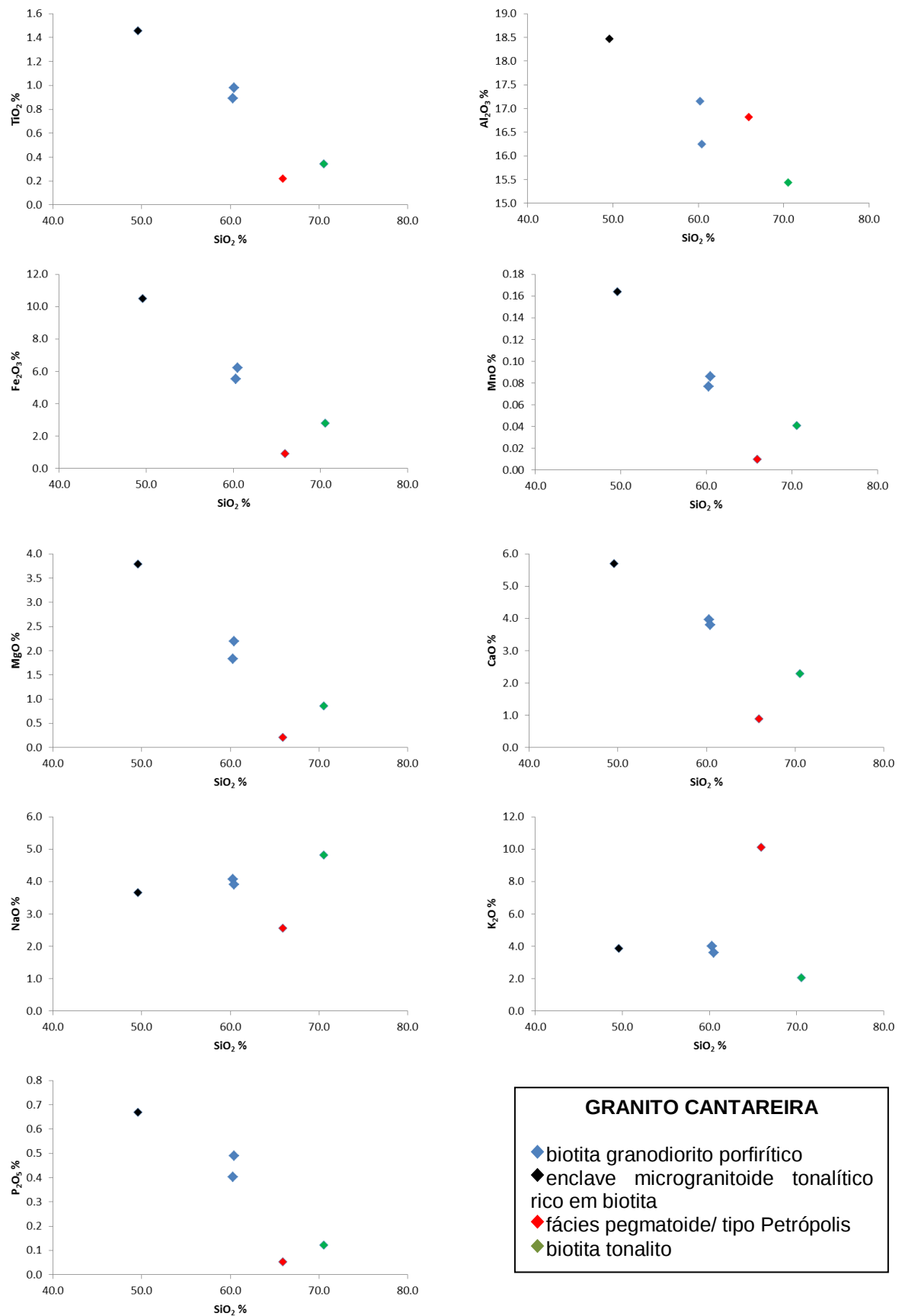


Figura 37 – Diagramas binários de Harker (1909) relacionando óxidos e SiO₂ para o granito Cantareira

Para os elementos traço, a figura 38 apresenta dois diagramas que relacionam Rb, Ba e Zr, ficando claras as tendências positivas para os diagramas Rb vs. Ba e Rb vs. Zr. Através da tabela 1 e do diagrama Rb vs. Ba (figura 38), observa-se claramente que ambos os elementos associam-se ao feldspato potássico, principalmente o Ba, vide altos valores para o tipo Petrópolis, rico em microclínio, e baixos para o biotita tonalito. Rb por sua vez, é associado à presença de biotita e subordinadamente ao feldspato potássico, por esta razão, apresenta valores consideráveis no enclave microgranitoide tonalítico rico em biotita e intermediários no biotita granodiorito. O biotita tonalito apresenta os menores valores de ambos os elementos devido à baixa porcentagem combinada de biotita e feldspato potássico, enquanto o tipo Petrópolis apresenta os maiores teores relacionados a alta proporção de feldspato potássico.

A partir do diagrama Rb vs. Zr (figura 38) é possível estabelecer a relação entre biotita e subordinadamente feldspato potássico e zircão. Neste caso, nota-se que o aumento de Rb é sempre acompanhado pelo aumento de Zr, e, conseqüentemente, de biotita, feldspato potássico e zircão. A única exceção é para o caso do tipo Petrópolis, no qual praticamente todo o Rb é derivado do feldspato potássico, e não da biotita, o que quebra a tendência de diferenciação. Pode se concluir, o que é corroborado pela petrografia que zircão e biotita marcam os primeiros estágios de cristalização do magma, enquanto que na fácies pegmatoide, pobre em biotita e zircão, o Rb concentrou-se no líquido e foi retirado com a cristalização do feldspato potássico.

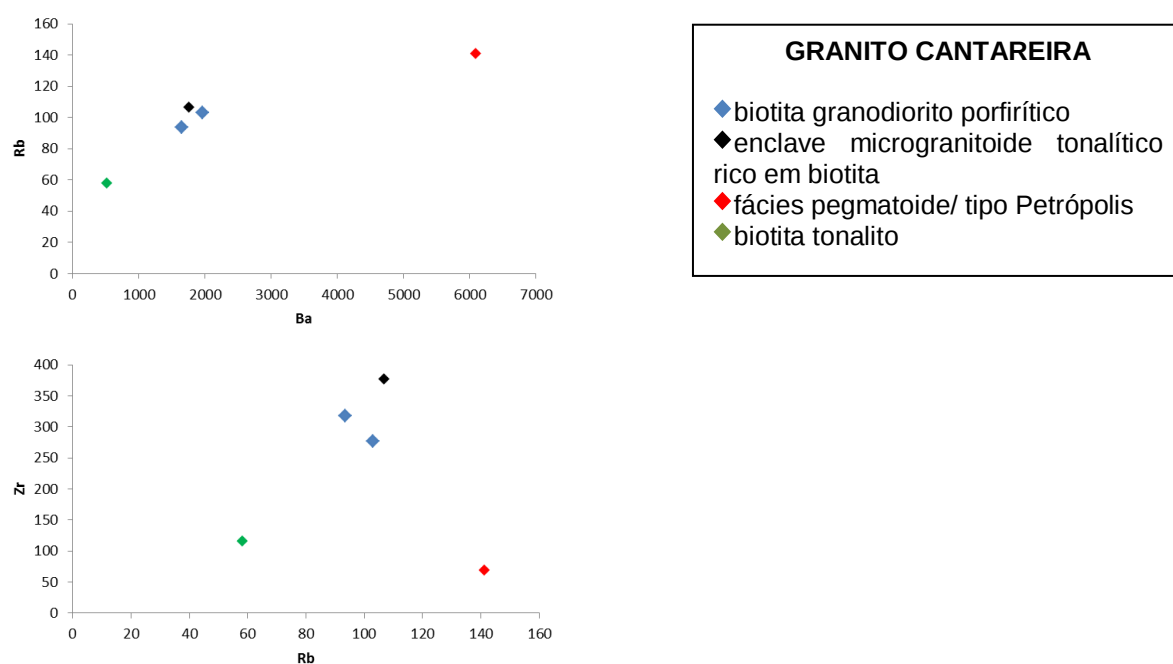


Figura 38 – Diagramas binários relacionando os elementos traço Rb, Ba e Zr (ppm)

7.3.1.2. Granitoide da Vila Prudente

Os granitoides da Vila Prudente quando plotadas em diagrama AFM apresentam certo alinhamento no campo da Série Cálcio-alcálica (figura 39). É notável através da tabela 1 e pela localização das amostras no diagrama AFM, que ocorrem dois grupos distintos de litotipos, os quais são responsáveis por variação moderada nos teores de SiO_2 , com valores entre 65,60% (biotita tonalito orientado) e 74,68% (biotita sienogranito orientado com granada). Pela colinearidade das rochas e posição ocupada no diagrama AFM, é possível classificar o biotita sienogranito orientado com granada como o litotipo mais diferenciado, e o biotita tonalito orientado como o menos.

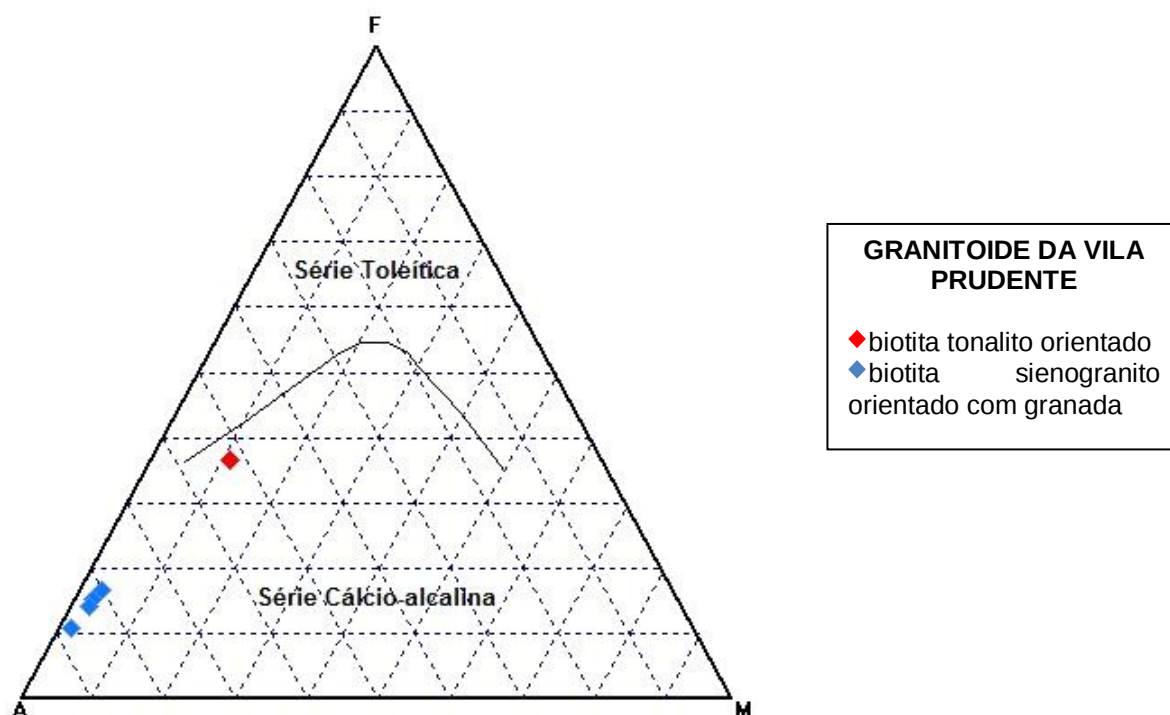


Figura 39 – Diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971) para as rochas do granitoide da Vila Prudente

Quando plotadas no diagrama de saturação em alumina de Maniar & Piccoli (1989) da figura 40, as amostras desta unidade ocorrem apenas no campo das rochas peraluminosas. Esta classificação é confirmada pelos valores de A/KNC sempre superiores a 1,1 (Chappel & White 2001, tabela 1) e índices agpaíticos inferiores a 1 (tabela 1).

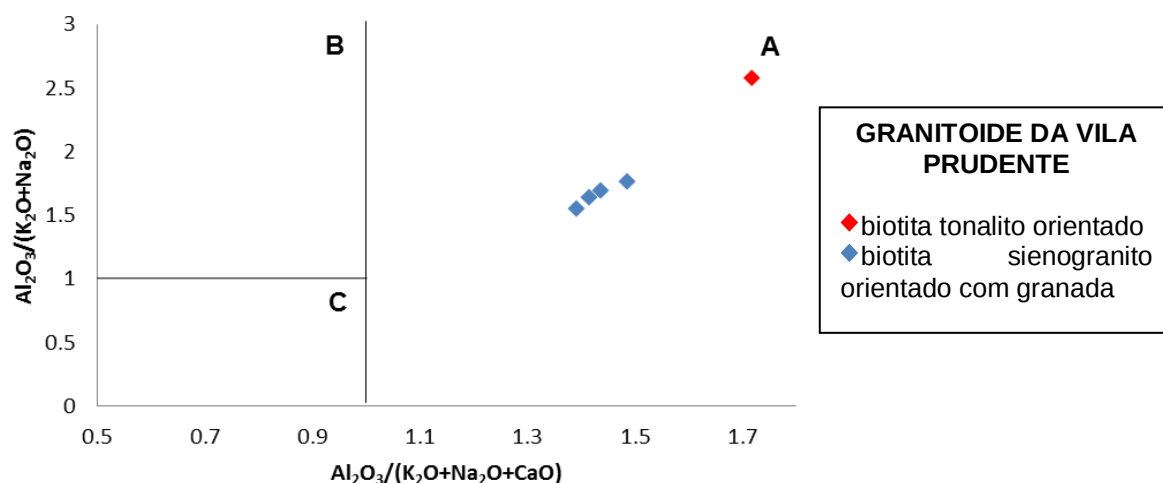


Figura 40 – Diagrama de saturação em alumina de Maniar & Piccoli (1989) com os campos das rochas peraluminosas (A), metaluminosas (B) e peralcalinas (C) demarcados; todas as amostras analisadas do granitoide da Vila Prudente são plotadas no campo das rochas peraluminosas.

Na figura 41 estão dispostos os diagramas Harker (1909) relacionando óxidos e SiO_2 . Através deles é possível observar dois grupos distintos: biotita tonalito orientado e biotita sienogranito orientado, este último bastante homogêneo. Para o primeiro litotipo, quando comparado ao sienogranito, observa-se que por possuir as menores porcentagens de SiO_2 e K_2O , apresenta as maiores proporções de TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO e Na_2O , refletindo assim na maior presença de minerais como plagioclásio e biotita, menor de quartzo e ausência de feldspato potássico. Já o sienogranito, de composição química bem diferente à do tonalito, apresenta maiores porcentagens de quartzo e feldspato potássico e, conseqüentemente, menores de biotita e plagioclásio. Tais características corroboram o caráter mais primitivo para o tonalito e mais diferenciado para o sienogranito.

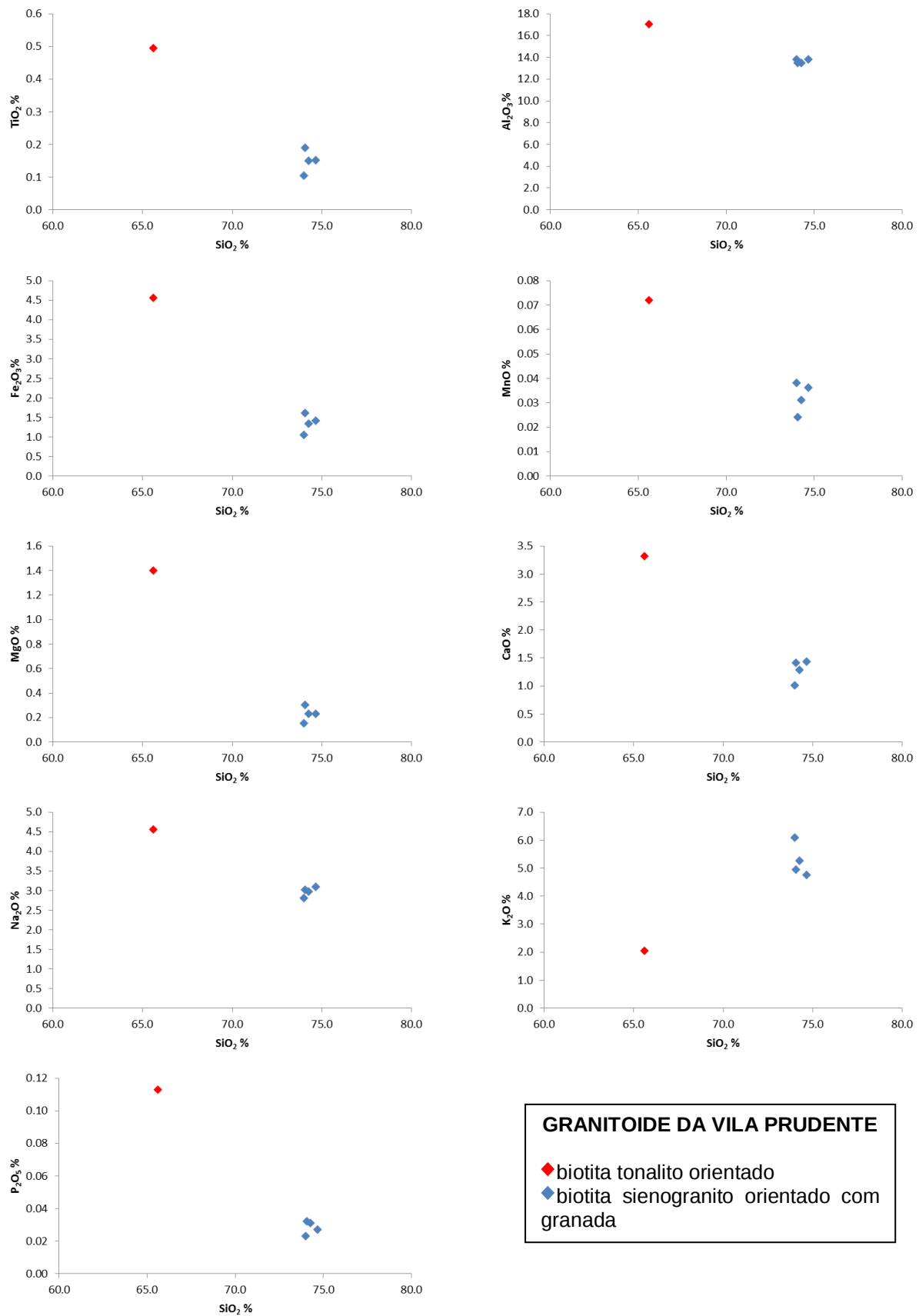


Figura 41 – Diagramas binários de Harker (1909) relacionando óxidos e SiO₂ para o granitoide da Vila Prudente

A separação dos litotipos dos granitoides da Vila Prudente em sienogranito e tonalito além de ter sido observada na petrografia e na química de elementos maiores, pode também ser confirmada pelo diagrama de Ba vs. Sr da figura 42, onde ocorrem altos valores de Ba e intermediários de Sr para as rochas onde o feldspato que predomina é o potássico (biotita sienogranito orientado), e altos teores de Sr e baixos de Ba para aquelas em que o plagioclásio é o único feldspato presente (biotita tonalito orientado).

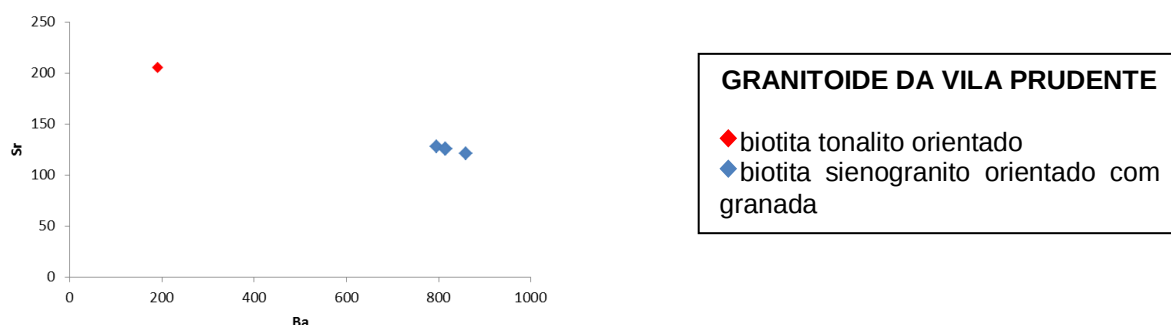


Figura 42 – Diagrama binário relacionando os elementos traço Ba e Sr (ppm)

7.3.2. Elementos Terras-Raras

Foram feitas análises dos elementos terras-raras de cinco amostras, sendo quatro do Granito Cantareira (6111Be, 6154B, 6154C, 6178 e 6218B) e uma do granitoide da Vila Prudente (8024B). Os dados analíticos estão dispostos na tabela 2 e os padrões de ETR obtidos foram normalizados segundo o condrito de McDonough & Sun (1995) e estão ilustrados na figura 43.

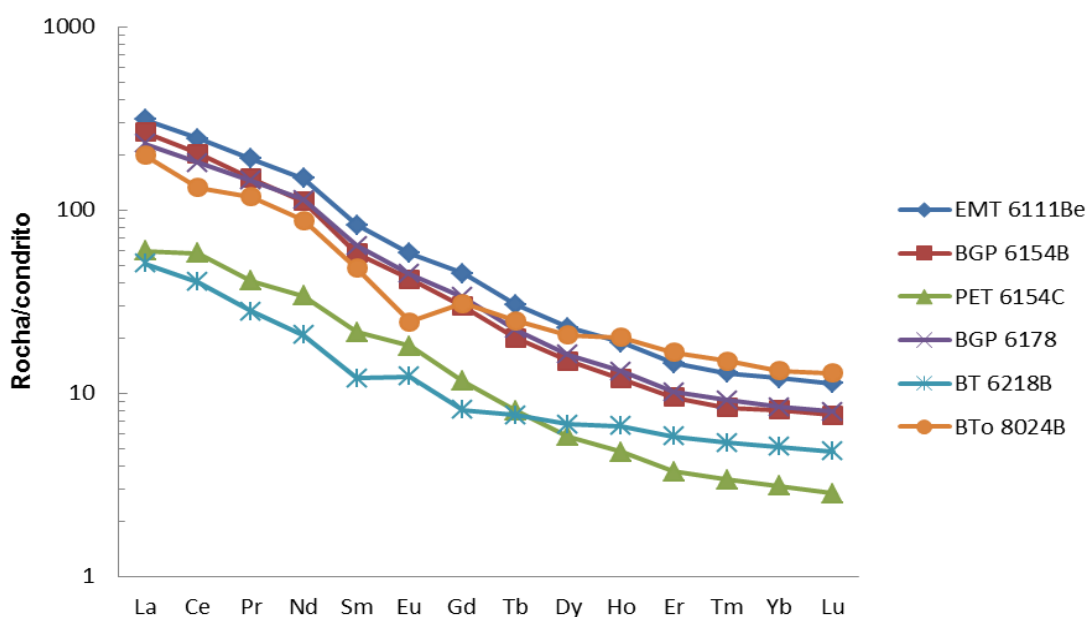


Figura 43 – Padrão dos elementos terras-raras para os litotipos do Granito Cantareira: enclave microgranitoide tonalítico rico em biotita (EMT; 6111Be), biotita granodiorito porfirítico (BGP; 6154B e 6178), tipo Petrópolis (PET; 6154C) e biotita tonalito (BT; 6218B); e do granitoide da Vila Prudente: biotita tonalito orientado (BTo; 8024B). Valores normalizados segundo o condrito de McDonough & Sun (1995).

Os padrões de ETR apresentados pelas amostras do Granito Cantareira são semelhantes no padrão descendente das linhas em direção aos elementos pesados, porém se dividem em dois grupos devido às proporções em relação ao condrito. O enclave microgranitoide tonalítico rico em biotita (EMT) e o biotita granodiorito porfíritico (BGP) são enriquecidos em terras-raras leves (ETRL) de 200 a 300 vezes e de 8 a 13 vezes em terras-raras pesados (ETRP), em relação ao condrito. Enquanto o tipo Petrópolis (PET) e o biotita tonalito (BT) são enriquecidos em ETRL de 40 a 60 vezes e de 3 a 6 vezes em ETRP. Anomalia positiva de Eu está presente no biotita tonalito e mais discretamente no tipo Petrópolis.

As maiores concentrações de terras-raras leves no EMT e as menores no PET podem ser explicadas devido à maior concentração relativa de minerais como titanita monazita, apatita, zircão e allanita no EMT, que praticamente estão ausentes ou com proporção muito reduzida no PET. O EMT trata-se do litotipo menos diferenciado, dentre os estudados do Granito Cantareira, e devido à provável abundância de ETR no magma parental, a grande maioria desses elementos foi retirada logo na cristalização das rochas mais primitivas, restando menor quantidade para os litotipos mais diferenciados (PET). Já a respeito do BGP e do BT, é possível interpretar, com o auxílio da petrografia, que suas posições no diagrama são tais, devido às proporções relativas intermediárias dos minerais acessórios citados. A anomalia positiva de Eu no BT pode ser explicada pela alta porcentagem de plagioclásio, enquanto que a anomalia positiva, mas discreta, presente no PET ocorre em virtude da alta concentração de feldspato potássico. Após a cristalização do plagioclásio, pouco Eu sobrou no magma residual gerando a anomalia discreta do PET.

Em relação aos elementos terras-raras do biotita tonalito orientado, do granitoide da Vila Prudente, observa-se o mesmo padrão descendente em direção aos elementos terras-raras pesados. É enriquecido de 200 vezes em ETRL e de 12 vezes em ETRP, em relação ao condrito, possui anomalia negativa em Eu e inclinação suave dos ETRP.

O BTo quando comparado ao BT do Granito Cantareira possui padrões relativamente paralelos, sendo que a maior diferença ocorre na presença de anomalia negativa de Eu e no padrão mais plano de ETRP. Apresenta proporções maiores de ETR leves e pesados, porém ambos apresentam enriquecimento relativo de ETRP quando comparados aos outros litotipos. O maior enriquecimento em ETRL pode ser explicado por cristalização de magma parental rico em terras-raras e pela menor tipologia de rochas e diferenciação da unidade, com o biotita sienogranito orientado mais diferenciado e provavelmente mais concentrado em ETR. O fato da anomalia de Eu ser negativa indica presença de plagioclásio residual na rocha-fonte.

A figura 44 ilustra o diagrama multi-elementar (*spidergram*), normalizado ao condrito com valores e ordem de elementos como indicado por Thompson *et al.* (1984), com as análises do Granito Cantareira e do granitoide da Vila Prudente.

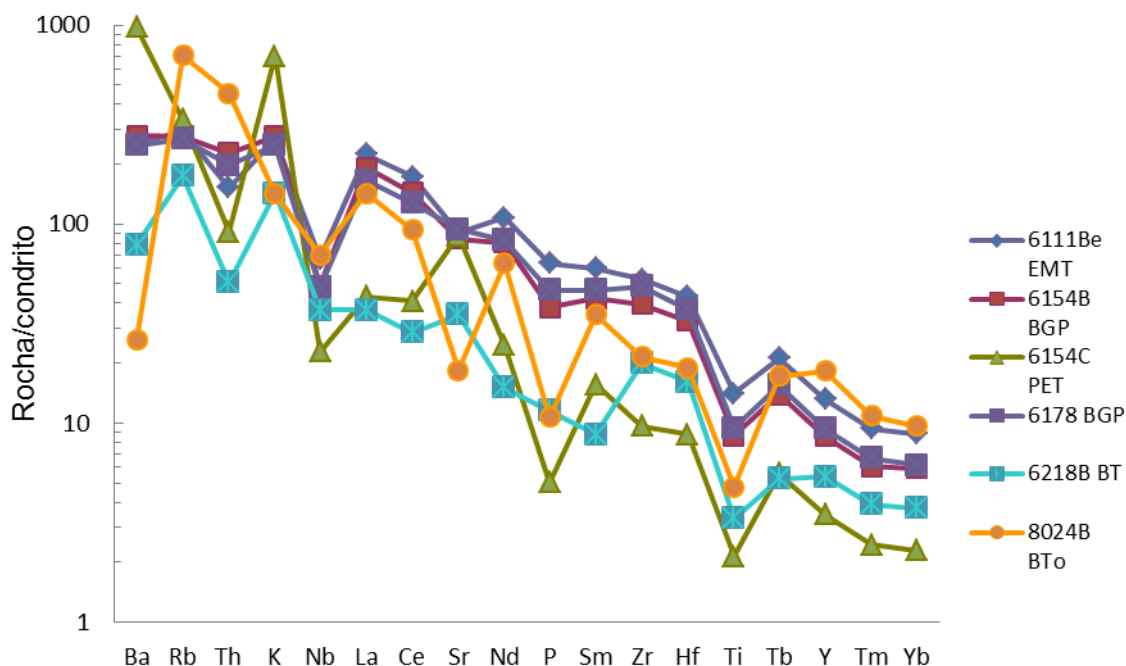


Figura 44 – Diagrama multi-elementar (*spidergram*) para os litotipos do Granito Cantareira: enclave microgranitoide tonalítico rico em biotita (EMT; 6111Be), biotita granodiorito porfirítico (BGP; 6154B e 6178), tipo Petrópolis (PET; 6154C) e biotita tonalito (BT; 6218B); e do granitoide da Vila Prudente: biotita tonalito orientado (BTo; 8024B). Valores normalizados segundo o condrito de Thompson *et al.* (1984).

Fica evidente, pelo diagrama multi-elementar, o significativo padrão descendente da esquerda para a direita (dos elementos leves aos pesados) para as rochas de ambas as unidades estudadas. Para as do Granito Cantareira, ocorre padrão muito semelhante para o EMT e o BGP, com consideráveis anomalias negativas de Nb e Ti, e discretas de Sr e P. O BT, que apresenta a maior porcentagem de SiO₂ e foi considerado o segundo litotipo mais diferenciado, apresenta menores concentrações de todos os elementos em relação às rochas anteriores, com valores relativamente altos de Rb, K, Zr e Hf, discreto de Sr e baixo de Ti. Já o PET, rocha mais diferenciada da unidade, apresenta a maior variação nos teores normalizados, com os maiores valores de leves e menores de pesados, altos de Ba, K e Sr, e baixos de Nb, P e Ti.

As anomalias negativas de Eu e de Sr para o EMT, e positivas nos mesmos elementos para o PET e BT, são indicativas da diferenciação do magma com concentração de plagioclásio e feldspato potássico no magma residual e mais evoluído (figuras 43 e 44). Anomalias levemente negativas de P nas rochas mais primitivas, para acentuadas nos termos mais diferenciados sugerem fracionamento de apatita nos primeiros estágios de

cristalização com existência de algum fosfato no magma parental. O empobrecimento relativo de ETRP pode indicar fusão com geração de granada que ficou retida na fonte.

A associação de anomalias negativas de Nb, em relação a La e Ce, e Ti, é indicativa de produção e retenção de rutilo na fonte, e sugere que as rochas do granito Cantareira tiveram suas gêneses relacionadas a ambiente de subducção, como sugerido para outros granitoides com essas anomalias (Thompson *et al.*, 1984).

Já o BTo do granitoide da Vila Prudente apresenta padrão bastante diferente dos litotipos do Granito Cantareira, apresentando anomalias negativas de Ba, K, Nb, Sr, P e Ti, positivas de Rb e Th e relativo enriquecimento nos elementos mais pesados Y, Tm e Yb.

As anomalias de Ba e K são relativas a ausência de feldspato potássico na rocha. Enquanto que a de Sr indica cristalização de plagioclásio com retenção na fonte. As anomalias negativas de P, Nb e Ti, e Nb em relação a La e Ce, assim como no granito Cantareira, indicam respectivamente cristalização de apatita com resíduo de fosfato na fonte, e gênese relacionada a ambiente de subducção.

8. DISCUSSÃO

Petrograficamente as três unidades estudadas são bastante diferentes. No Complexo Embu foram descritas rochas metamórficas e metatexíticas (biotita gnaiss e biotita gnaiss metatexítico), graníticas (tonalito e álcali-feldspato granito), protomiloníticas e diatexito. O biotita gnaiss de composição tonalítica apresenta bandamento composicional discreto, em que se alternam leitos quartzo-feldspáticos e porções ricas em biotita. A rocha é equiparável ao paleossoma descrito no biotita gnaiss metatexítico, que além da composição de tonalito, pode apresentar de álcali-feldspato granito e sienogranito, se diferenciando pela presença de leucossoma tonalítico e melanossoma bem definido, rico em biotita. O tonalito é maciço ou com orientação incipiente definida pela biotita; o álcali-feldspato granito é maciço e porfirítico com fenocristais centimétricos de feldspato potássico; os protomilonitos de rochas gnáissicas e/ou migmatíticas e o diatexito são rochas intercaladas aos gnaisses e devido à amostragem descontínua, não é possível estabelecer suas relações de contatos.

As unidades de granitoides, Granito Cantareira e granitoide da Vila Prudente, diferenciam-se em estrutura, textura e mineralogia. O Granito Cantareira apresenta considerável variação litológica, com termos pouco diferenciados, de menor volume, como o enclave microgranitoide tonalítico rico em biotita, intermediários e predominantes como o biotita granodiorito porfirítico e o biotita tonalito, rochas diferenciadas, no caso do pegmatoide tipo Petrópolis de composição álcali-feldspato quartzo sienítica, e protomilonito. O termo “enclave” aqui foi utilizado devido a sua composição e relação textural com os tipos

principais, em contatos graduais com assimilação de cristais da “encaixante”. É provável que as rochas protomilonítica sejam granitoides cisalhados e que tenham suas gêneses relacionadas à Falha de Caucaia (amostras mais a sul entre as de cor vermelha; figura 5). Já os litotipos do granitoide da Vila Prudente variam de biotita sienogranito com granada a biotita tonalito, com típica orientação geral definida pela biotita. Em termos de mineralogia, as associações são simples, diferentes das rochas do Granito Cantareira que apresentam titanita, allanita, monazita e epidoto na maior parte das amostras.

O Granito Cantareira apresenta diversas diferenças químicas em relação ao granitoide da Vila Prudente. A tendência de evolução do primeiro situa-se na série cálcio-alcalina (figura 35), com quimismo peraluminoso (figura 36), sendo que os elementos maiores apresentam, para a maioria dos óxidos, correlações negativas, típicas de diferenciação magmática (figura 37). Para os elementos traço, há clara correlação entre Ba, Rb e Zr relacionados a cristalização de feldspato potássico, biotita e zircão, respectivamente (figura 38). Os elementos terras-raras definem dois grupos distintos de padrões, um para as rochas mais primitivas e outro para as diferenciadas. Ambos apresentam enriquecimento relativo em ETRL e empobrecimento em ETRP. As proporções dos elementos em cada litotipo e as consequentes disposições no diagrama são controladas pelas fases acessórias, sendo que os termos menos diferenciados e ricos em titanita, apatita, allanita, zircão e monazita, apresentam as maiores proporções, enquanto os menos diferenciados, as menores (Figura 43). Anomalias de Eu são coincidentes com as de Sr, e são reflexo da cristalização do magma com retenção ou não de feldspato na fonte (negativa e positiva, respectivamente). No diagrama multi-elementar também fica clara a diferença entre os termos mais e menos diferenciados, com comuns anomalias negativas em Th, Nb, P e Ti, sempre maiores no termo mais evoluído PET, diferenciando-se também dos restantes pela anomalia positiva de Sr. (Figura 44).

As amostras do granitoide da Vila Prudente, assim como as do Granito Cantareira, situam-se na série cálcio-alcalina (figura 39), também com quimismo peraluminoso (figura 40). Nos elementos maiores há basicamente dois grupos de rochas distintos: o dos biotita sienogranito orientado com granada e do biotita tonalito orientado. O primeiro, mais diferenciado, possui as maiores proporções de SiO_2 e K_2O e menores dos óxidos restantes, enquanto que o segundo, mais primitivo, apresenta padrão inverso. Nos elementos traço, a relação entre Ba e Sr é clara entre os litotipos, sendo relacionada à presença e abundância de feldspato potássico e plagioclásio, respectivamente nas amostras menos e mais diferenciadas (figura 42). O padrão dos ETR encontrado para o granitoide da Vila Prudente é bastante diferente do obtido para o Granito Cantareira (figura 43). Possui enriquecimento de ETRL em relação ao ETRP, com evidente anomalia negativa de Eu, característica da

retenção de plagioclásio na fonte ou de cristalização nos termos mais primitivos e porventura não amostrados. No diagrama multi-elementar (figura 44), seu padrão também é distinto do formado pelas amostras do Granito Cantareira, com baixo valor de Ba, apresentando as mesmas anomalias, porém bem mais acentuadas, e com enriquecimento relativo no elementos pesados, Th e Rb.

As semelhanças químicas entre os dois corpos granitoides ocorrem na anomalia negativa de P, que no caso do Granito Cantareira é menos acentuada nos termos mais diferenciados (relação direta com a presença de apatita, sendo menor nessas rochas), e relaciona-se a presença de fosfato ainda na fonte; no empobrecimento de ETRP como resultado de granada cristalizada e retida no magma parental; e anomalias negativas de Ti e Nb, e de Nb em relação a La, sugestivas de associação genética a um ambiente de subducção, contudo envolvendo fontes diferentes e processos de cristalização diferente, sendo que o Granito Cantareira apresenta maior diversidade de litotipos com variação química e diferenciação mais ampla do que o granitoide da Vila Prudente.

9. CONCLUSÕES

A presente monografia de trabalho de formatura foi baseada nos estudos concentrados em rochas cristalinas da Região Metropolitana de São Paulo. Foi realizada petrografia de gnaisses, metatexitos, milonitos e granitoides, sendo que para os últimos houve um detalhamento através de geoquímica. Entre as unidades presentes na região, foram selecionadas amostras referentes ao Complexo Embu, Granito Cantareira e granitoide da Vila Prudente.

Para o Complexo Embu, os litotipos descritos mais característicos e representativos da unidade são biotita gnaiss metatexítico, biotita gnaiss e protomilonito de gnaiss e/ou migmatito. O granodiorito e o álcali-feldspato granito, devido a suas aparentes pequenas dimensões, são interpretados como corpos ígneos não mapeáveis em escala regional. As relações de contatos entre os diferentes tipos de rocha, por terem sido amostrados por sondagens, não podem ser observadas e interpretadas, sendo assim, infere-se que o biotita gnaiss é paleossoma do biotita gnaiss metatexítico, enquanto o protomilonito, uma porção restrita dessas rochas em foliação milonítica. O grau metamórfico ao qual essas rochas foram submetidas foi de fácies anfibolito superior, condizente à literatura, que devido a inexistência de paragêneses diagnósticas, é estabelecido pela presença de fusão parcial com geração de neossoma, e pelas relações texturais no protomilonito que indicam temperatura mínima de 750 °C.

As amostras do Granito Cantareira foram selecionadas desde a zona norte a central da cidade de São Paulo, variam na região de amostragem de biotita granodiorito porfirítico, biotita tonalito a tipos pegmatoides, tipo Petrópolis, com comuns enclave microgranitoide tonalítico, e protomilonitos em porções restritas. Novamente, as relações de contatos entre os diferentes litotipos não foram visualizadas, mas pode-se dizer há variações locais de diferenciação magmática, com o enclave microgranitoide sendo o termo menos diferenciado, passando para o granodiorito, tonalito e por fim, o tipo de fácies pegmatoide. Já o protomilonito trata-se desses granitoides em foliação milonítica, com provável gênese relacionada a grande Falha de Caucaia. Assim como as formas de contato entre os diferentes litotipos, as dimensões dos enclaves não puderam ser identificadas devido à descontinuidade da amostragem. Quanto à química, são rochas cálcio-alcálinas de quimismo peraluminoso, ricas em elementos terras-raras nos termos menos diferenciados.

O granitoide da Vila Prudente, dentre a amostragem realizada no presente trabalho, é formado principalmente por rochas orientadas de composição sienogranítica, com tipos tonalíticos subordinados. Através da petrografia e química fica claro o caráter mais evoluído do primeiro em relação ao segundo litotipo. Assim como o Granito Cantareira, são rochas cálcio-alcálinas de quimismo peraluminoso. A orientação geral das rochas se deu por deformação tectônica, evidenciada pela orientação de biotita e recristalização de quartzo e feldspato.

Mesmo as duas unidades de granitoides sendo bastante diferentes, vide composições mineralógicas e químicas, estruturas e texturas, e apesar da pequena amostragem e consequente análise química, é indicado por anomalias negativas de Nb e Ti, e de Nb em relação a La, que ambas as unidades têm gêneses relacionadas a ambientes de subducção e arcos de ilha.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M. 1976. The system of Continental Rift bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais. Academia Brasileira de Ciências*, **48**:15-26.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. 1977. *In*: SBG/NE, Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, *Atas*, **8**:363-391.
- Ashworth J.R. 1985. *Migmatites*. Blackie & Son Ltd., Glasgow, p.1-35.
- Campos Neto M.C. 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana: an approach to Brasileiro – Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. *In*: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomas Filho, A.; Campos, D. A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: s.n. 2000. p.335-365.
- Chieragati L.A., Silva A.A.G.P., Ostafiuc G.B. *et al.* 1991. Projeto Integração da Região Metropolitana de São Paulo: escala 1:50.000. São Paulo: DNPM/CPRM, 1991.
- Cordani U.G., Coutinho J.M.V., Nutman A.P. 2002. Geochronological constrains on the evolution of the Embu Complex, São Paulo, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, **14**:903-910.
- Coutinho J.M.V. 1972. *Petrologia do Pré-Cambriano de São Paulo e arredores*. São Paulo, USP/IG. Boletim 3, p.5-99.
- Dantas A.S.L. 1990. Geologia da Faixa São Roque e Intrusivas Associadas na Região entre São Paulo e Mairiporã, Norte de São Paulo – SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 199p.
- Fernandes A. J. 1991. O complexo Embu no leste do Estado de São Paulo- contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica. São Paulo, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 120 p.
- Fernandes F.L. & Chang H.K. 2003. Arcabouço estrutural da Bacia de Taubaté. *In*: Simpósio Nacional De Estudos Tectônicos, Búzios. *Boletim de Resumos...* Búzios: Sociedade Brasileira de Geologia, **9**:367-370.
- Filipov M., Janasi V.A. 2001. The Mauá granitic massif, Central Ribeira Belt, São Paulo: Petrography, geochemistry and U-Pb dating. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**:341-348.
- Googlemaps. Disponível em: <http://maps.google.com.br>. Acessado em 14/09/2012.
- Harker A. 1909. The Natural History of Igneous Rocks. London, Methuen, 384p.
- Hasui Y. 1975. Geologia da Folha de São Roque, São Paulo. *Boletim IGC-USP*, **6**:95-108

- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*. SBG. São Paulo, **5**:257-266.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M.C., Silva L.C., Trouw R.A.J. & Janas V., 2004. Província Mantiqueira. *In*: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R. and Brito Neves, B. B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo. p.203-234.
- Henrique-Pinto R. 2008. Metaconglomerados e Rochas Associadas do Grupo São Roque a Noroeste da Cidade de São Paulo: Proveniência e Implicações para a Idade da Sedimentação. São Paulo, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 82p.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal Of Earth Sciences*. **8**:523-547.
- Janasi V.A., Ulbrich H.H.G.J. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Research*, **51**:351-374.
- Janasi V.A., Alves A., Vlach S.R.F., Leite R.J. 2003. Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: Sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no Neoproterozóico. *Geologia USP: Publicação Especial*, **3**:13-24.
- Juliani C. 1993. Geologia, petrogênese e aspectos metalogenéticos dos grupos Serra do Itaberaba, São Roque e da Pedra Grande, NE da cidade de São Paulo, SP. São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 803p.
- Kruhl J.H. 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**(5):581-589.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America*. Bulletin 101, p.635-643.
- McDonough W.F. & Sun S. 1995. The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**:223-253.
- Moraes Rego L.F. 1937. A Geologia de São Paulo. *Boletim do Departamento das Estradas de Rodagem*, **3**(3):556-558.
- Rodriguez S. K. 1998. Geologia urbana da Região Metropolitana de São Paulo. São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 171p
- Sibson R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Bulletin. Geological Society. London*, **133**:191-213.
- Streckeisen A. 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. *Nues Jarbuch fur Mineralogie Abhandlungen*, Stuttgart, **107**(2):144-240.

- Tassinari C.C.G. 1988. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal. São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 236p.
- Tassinari C.C.G., Taylor P.N., Kawashita K. 1987. Sr and Pb isotopic evolution of granitóides in the São Paulo Region, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(4):519-523.
- Tassinari C.C.G., Kawashita K., Schmuss R.V., Taylor P.N. 1988. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da região sudeste do Estado de São Paulo. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 35. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG., **6**:2840-2853.
- Thomson R.N., Morrison M.A., Hendry G.L., Parry S.J., Simpson P.R., Hutchinson R., O'Hara M.J. 1984. As Assessment of the Relative Roles to Crust and Mantle in Magma Genesis: An Elemental Approach [and Discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, **310**:549-590.
- Tullis J. 1983. Deformation of Feldspars. In: Ribbe, P.H. (Ed.) *Feldspar Mineralogy. Reviews in Mineralogy*, **2**:297-323.
- Valladares C.S. 1996. Evolução geológica do Compléxo Paraíba do Sul, no segmento central da Faixa Ribeira, com base em estudos de geoquímica e geocronologia U-Pb. São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 147p.
- Van Schmus W.R., Tassinari C.C.G., Cordani U.G. 1986. Estudo Geocronológico da parte Inferior do Grupo São Roque. In: Anais 34º Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, **(3)**:1399-1406
- Vieira S.R.S.S. 1996. Estudo de processos metamórfico-metassomáticos nos complexos Embú e Pilar, no Bloco Juquitiba, SP. São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 144p.
- Vlach S.R.F. 1993. Geologia e Petrologia dos Granitóides de Morungaba, SP. São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 414p.
- Vlach S.R.F. 2001. Microprobe monazite constraints for an early (Ca. 790 Ma) Brasiliano orogeny: the Embu Terrane, Southeastern Brazil. In: South American Symposium On Isotope Geology, 3., Pucón, 2001. *Extended Abstract. Pucón, Sociedad Geológica de Chile*, p.265- 268. (CD-ROM).