

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GABROS ESTRATIFORMES E SIENITOS
SUPERSATURADOS DA ILHA DE SÃO
SEBASTIÃO, SP: RELAÇÕES GEOLÓGICAS E
PETROGRAFIA NA REGIÃO DA PONTA DA
SEPITUBA

Lucca Pabst

Orientador: Prof.Dr. Silvio Roberto Farias Vlach

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-14/18)

SÃO PAULO 2014

TF
P112
L.g

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GABROS ESTRATIFORMES E SIENITOS
SUPERSATURADOS DA ILHA DE SÃO
SEBASTIÃO, SP: RELAÇÕES GEOLÓGICAS E
PETROGRAFIA NA REGIÃO DA PONTA DA
SEPITUBA

Lucca Pabst



Orientador: Prof.Dr. Silvio Roberto Farias Vlach

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-14/18)

SÃO PAULO 2014

DEDALUS - Acervo - IGC



30900032374

TF
P112
L.9

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE CIÊNCIAS

GABROS ESTRATIFORMES E SÍNDIOS
SUPERSTORABO DA LHA DE SÃO
BASTÃO, SÉRIÇÃOE GEOLÓGICAS E
PETROGRÁFICA REGAO DA PORTA DA
SERTUBA



Lucas Pires

Orientador: Prof. Dr. Sílvio Roberto Faria Viana

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE GRADUAÇÃO

[1958-59]

SÃO PAULO 2014

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a tantas pessoas que se fosse listar todas essa seção se estenderia mais que o restante da monografia.

Para começar gostaria de agradecer aqueles que dedicam suas vidas a profissão mais nobre de todas, os professores. Dedico esse trabalho a todos os professores que ao longo da minha vida ajudaram na minha formação, não só intelectual como pessoal. Professores do Colégio São João Ilhabela e do Instituto de Geociências USP.

Aos amigos e colegas de instituto com quem tive o privilégio e honra de dividir esses últimos 5 anos. Em especial a todos da "família geobinho", pelas aventuras e momentos que vivemos juntos.

A todos os amigos e moradores de Ilhabela, terra que tanto amo. Em especial ao meu amigo Ricardo, "Cadinho", com seu olho mágico para fotos, Maria Helena, minha segunda mãe que sempre me ajudou na minha trajetória e, claro, a minha mãe Madhu que sempre me recebe e acolhe com carinho quanto retorno ao meu lar na Ilhabela.

Ao Geoboulder e seus integrantes digo: "K'mon!". Agradeço muito a oportunidade que tive de praticar esse esporte magnífico e ainda com pessoas igualmente magníficas. Escalar foi uma grande válvula de escape sempre que o nível de stress era alto. Em especial ao meu mestre e professor Paulo Hino.

Aos colegas de república, a "Embaixada da Ilha", obrigado por me tolerar e apoiar nesses 5 anos. Em especial ao Felipe que está comigo desde que fundamos a república a 5 anos atrás e Acauã, meu parceiro desde os tempos de moleque na ilha.

Aqueles que me ajudaram diretamente nesse trabalho, muito obrigado! Serei eternamente grato e estarei com vocês sempre que precisarem. João Paulo Monticeli, Eric Siciliano, Felipe Elder, Bruno Iguma e Julio Yasbek (esse pelo apoio moral).

E ao meu pai, que me mostrou o caminho das pedras e me deu todo o apoio e suporte para que eu pudesse seguir na minha trajetória.

Por fim o agradecimento mais especial dedico ao meu professor e orientador Silvio Vlach, que teve paciência quase infinita e foi sempre muito cordial na minha orientação. Muito obrigado mesmo Silvio! Já garantiu a vaga no céu!

E às musas inspiradoras

Que estão por trás de todos os grandes trabalhos

Os Astros Também Amam

O sol escorrega
No fundo escuro do mundo
E a lua não pega...

Se o sol gosta dela,
De dia. A lua resfria,
De noite , Ilhabela!

A lua ilumina,
O sol provoca arrebol;
É a geo-disciplina.

Delcídes Cardial (1930-2014)

Poeta Caiçara

Índice

| | |
|---|----|
| 1. Introdução..... | 1 |
| 2. Localização..... | 2 |
| 3. Metas e objetivos..... | 2 |
| 4. Atividades desenvolvidas e dificuldades encontradas..... | 3 |
| 5. Revisão bibliográfica..... | 3 |
| 5.1. Magmatismo subvulcânico inicial..... | 4 |
| 5.2. Magmatismo plutônico principal..... | 4 |
| 5.3. Magmatismo subvulcânico final..... | 5 |
| 6. Materiais e métodos..... | 5 |
| 6.1. Revisão bibliográfica..... | 5 |
| 6.2. Trabalho de campo..... | 5 |
| 6.3. Análises petrográficas..... | 6 |
| 7. Geologia local..... | 6 |
| 7.1. Embasamento pré-cambriano..... | 6 |
| 7.2. Complexo máfico ultramáfico do tipo estratiforme..... | 8 |
| 7.2.1. Gabros acamadados..... | 9 |
| 7.2.2. Piroxenitos e peridotitos..... | 11 |
| 7.3. Rochas sieníticas do Stock São Sebastião..... | 12 |
| 7.4. Diques..... | 15 |
| 7.4.1. Primeira geração de diques..... | 15 |
| 7.4.2. Segunda geração de diques..... | 16 |
| 7.5. Relações de contato entre as unidades mapeadas..... | 19 |
| 7.5.1. Contato entre embasamento e complexo máfico-ultramáfico..... | 19 |
| 7.5.2. Contato entre o complexo máfico-ultramáfico e o Stock São Sebastião..... | 21 |
| 8. Petrografia geral..... | 21 |
| 8.1. Embasamento pré-cambriano..... | 22 |
| 8.1.1. Estimativa visual e classificação..... | 24 |
| 8.2. Rochas gábricas..... | 25 |
| 8.2.1. Estimativa visual e sequência de cristalização..... | 28 |
| 8.3. Sienitos..... | 29 |
| 8.3.1. Estimativa visual, classificação e sequência de cristalização..... | 33 |
| 8.4. Rochas de diques..... | 35 |
| 8.4.1. Diques da 1ª geração..... | 35 |
| 8.4.2. Diques da 2ª geração..... | 37 |
| 8.4.3. Estimativa visual e classificação..... | 42 |
| 9. Discussões e conclusão..... | 43 |
| 10. Referências bibliográficas..... | 45 |

Índice de figuras

| | |
|--|----|
| Figura 1 – Mapa geral da ilha de São Sebastião (Ilhabela) | 01 |
| Figura 2 – Imagem de satélite da Ilha de São Sebastião com destaque para a área estudada (em vermelho). Com base em mapa de terreno Google Maps. | 02 |
| Figura 3 - Mapa geológico da Ilha de São Sebastião com as ocorrências gábricas no sul da ilha (Hennies & Hasui, 1977; Bellieni et al. 1990; Augusto, 2003). Extraído de Enrich <i>et al.</i> (2005). | 04 |
| Figura 4 – a) Ortognaisse bandado, alternando bandas quartzo-feldspáticas (porção clara) com bandas porfiroblásticas, com porfiroblastos de feldspato, de composição granítica (porção escura). b) Aspecto do mesmo ortognaisse em outro afloramento. | 07 |
| Figura 5 – a) Plano XZ de rocha blastomilonítica, com foliação marcada pelos níveis feldspáticos rosados e atitude N20°E/15°NW. b) Detalhe de porfiroblasto como indicador cinemático, observado no plano retratado na figura 4a. No caso, indica movimento sinistral, com topo indo para SW. | 07 |
| Figura 6 - Vênula quartzo-feldspática dobrada em gnaisse do embasamento no ponto PS-33. | 08 |
| Figura 7 – a) Afloramento de gabros estratiformes em paredão de 12 m de altura. b) Aspecto da estratificação plano-paralela dos gabros evidenciada pela alteração, em bloco rolado. As porções mais claras representam níveis essencialmente de plagioclásio e as mais escuras níveis de máficos, compostos principalmente por clinopiroxênio. | 09 |
| Figura 8 – Enclave máfico de granulação fina, com bordas subarredondadas inserido em gabro acamadado. | 09 |
| Figura 9 – a) Estratificação plano-paralela em gabro. Faixas escuras correspondem a níveis ricos em minerais máficos e faixas mais claras a níveis com máficos e plagioclásio. b) Afloramento in situ com estratificação cruzada no bairro de Burrifos. | 10 |
| Figura – 10 a) Bolsão pegmatítico métrico em meio a gabros. b) Detalhe de bolsão pegmatítico com destaque para os cristais de clinopiroxênio centimétricos. c) Geodo com cristais prismáticos de clinopiroxênio e feldspato. d) Geodo de cristal prismático esverdeado, provavelmente de epídoto. | 11 |
| Figura 11- a) Textura cumulática em peridotitos, afloramento PS-17. b) Contato entre peridotito do complexo máfico-ultramáfico (rocha preta à direita) e gnaisses do embasamento (rocha clara à esquerda). Mostrando xenólitos de um litotipo no outro | 12 |
| Figura 12 – a) Detalhe da textura de sienito esverdeado. b) Afloramento de sienitos esverdeados com aproximadamente 30 m de altura, no Buraco do Cação. c) Amostra de sienito alterado com coloração | |

- esbranquiçada, onde torna-se mais evidente a individualização dos minerais máficos. 13
- Figura 13 – a) Xenólitos de gabros no interior de bloco sienítico. b) Veio feldspático cortando rocha gábrica. 13
- Figura 14 – a) Pequenas linhas de coloração rosa claro, orientadas de cima a baixo na foto, marcando um possível bandamento milimétrico. b) Foto do mesmo afloramento mostrando planos de fratura com direção coincidente à do bandamento. 14
- Figura 15 – Três diques de três idades distintas cortando gnaisses do embasamento no ponto PS-39. Provavelmente há representantes das duas gerações de diques. O dique mais antigo (em diagonal, mais próximo do canto inferior da foto, PS-39 C) é cortado por outro (mais central, PS-39 B) que, por sua vez, é cortado por um dique mais novo e mais espesso (em diagonal, junto ao canto superior da foto, PS-39 A). 15
- Figura 16 – a) Detalhe da textura porfirítica do dique de latito no ponto PS-10. Os fenocristais são de plagioclásio e aparecem com textura anti-rapakivi. b) Afloramento PS-10, ocorrendo por uma faixa costeira de aproximadamente 100 m de extensão. 16
- Figura 17 – a) Comparação entre a textura grossa do sienito à esquerda com a textura fina de um microgabro de dique à direita. b) Dique básico afanítico fraturado, com sienito adentrando suas fraturas. 16
- Figura 18 – a) Detalhe da textura de dique de traquito porfirítico cortando corpo gábrico e contendo fenocristais de feldspato com tamanho de 0,2 a 1,5 cm. b) Dique afanítico interno ao corpo anterior. Atentar para a orientação dos fenocristais com a mesma direção do dique e para a presença de xenocristais. c) Fenocristais de feldspato ressaltados pelo produto do intemperismo em rochas traquíticas (PS-24). d) Dique traquítico cortando rocha sienítica. 17
- Figura 19 – a) Dique lamprofírico ocupando bolsão e fraturas das rochas gábricas no ponto PS-12. b) Aspecto textural de um lamprófiro que corta o embasamento no ponto PS-47. 18
- Figura 20 – a) Dique básico fraturado em meio a gnaisses do embasamento, próximo ao contato com os gabros. Ponto PS-13. b) Feição semelhante, ponto PS-16. 18
- Figura 21 – a) Contato entre gabros e gnaisses. Gabro estilhaçado liberando fragmentos angulosos na matriz do gnaisse do embasamento. Ponto PS-17. b) Fragmento de rocha gnáissica incluído no gabro próximo à região de contato entre as duas rochas. Ponto PS-34. c) Visão geral do afloramento do ponto PS-17. Do lado esquerdo da foto está o gabro (rocha escura) e do lado direito o gnaisse do embasamento (rocha clara). Mais à direita do gnaisse claro está o corpo acinzentado com feldspatos rapakivi. Ao fundo, ao lado da pessoa na foto, aflora um dique básico fraturado cortando o embasamento; alguns fragmentos ao lado do corpo acinzentado (pontos mais escuros) representam enclaves. 20

| | |
|---|----|
| Figura 22 – a) Rocha sienítica esverdeada na forma de pequeno veio à esquerda e gabro de coloração escura à direita. b) Vênula sienítica (coloração amarelada) cortando rocha gábrica (coloração preta). | 21 |
| Figura 23 – Aspecto geral de um gnaisse do embasamento. Atentar para o nível de quartzo alongado no centro e as biotitas intersticiais. O plano de foliação tem direção E-W na foto. Lâmina PS-06, gnaisse bandado, com polarizadores cruzados. | 22 |
| Figura 24 – a) Texturas microgranofíricas, mirmequíticas e alguns plagioclásios. Lâmina PS-17 A, gnaisse porfiroblástico ao lado do contato com o corpo gábrico, com polarizadores cruzados. b) Intercrescimentos de quartzo e feldspatos, sugestivo de processos de fusão parcial seguida por recristalização. Lâmina PS-17 A, com polarizadores cruzados. | 23 |
| Figura 25 – Megacristal de plagioclásio com bordas de feldspato alcalino (textura anti-rapakivi). Também visíveis cristais de biotita, à esquerda. Lâmina PS-17 B, corpo máfico em meio ao gnaisse do embasamento, ao lado do contato com o corpo gábrico, com polarizadores cruzados | 24 |
| Figura 26 – Dados de estimativa visual entre as proporções minerais para rochas do embasamento. Valores em porcentagem. | 24 |
| Figura 27 – Diagrama QAP da I.U.G.S. (Streckeisen 1976) para os dados modais da amostra PS-06 (ponto vermelho plotado no diagrama), classificando o magma dessa rocha como monzo-granítico. | 25 |
| Figura 28 – a) Nível rico em plagioclásio orientado com textura subofítica em alguns pontos. Na porção esquerda da foto também é possível observar um cristal de clinopiroxênio sendo substituído por anfibólio kaersutítico. Lâmina PS-08 A, gabro acamadado, com polarizadores cruzados. b) Clinopiroxênio sendo em seção basal sendo substituído por anfibólio kaersutítico. Lâmina PS-12 B, gabro acamadado cortado por dique, com luz plano polarizada. c) Kaersutita com textura poiquilítica, englobando diversos cristais. Lâmina PS-08 A, com luz plano polarizada. d) Olivina e seus pseudomorfos, sendo substituídos por bowlingita. Lâmina PS-34 A, gabro acamadado ao lado do contato com o embasamento, com luz plano polarizada. | 27 |
| Figura 29 – Cristais cumuláticos de augita, com bordas poiquilíticas de cristalização simultânea entre os megacristais cumuláticos de clinopiroxênio e plagioclásio do líquido intercumulus, aprisionado entre os grandes cristais. Lâmina PS-17 G, gabro cumulático, com polarizadores cruzados. | 28 |
| Figura 30 – Dados de estimativa visual entre as proporções minerais para as rochas do complexo máfico-ultramáfico. Valores em porcentagem. | 28 |
| Figura 31 – Tabela com ordem de cristalização mineral sugerida. | 29 |
| Figura 32 – a) Anfibólio substituindo cristais de clinopiroxênio e com inclusões de apatita, clinopiroxênio, polarizada. b) Cristal prismático zonado de clinopiroxênio, núcleo corresponde à augita e borda à hederbergita. Lâmina PS-22, sienito, com luz plano polarizada. c) Cristal de olivina faialítica sendo substituída por bowlingita em microfraturas e contendo | |

- apatita e opaco inclusos. No canto extremo superior esquerdo do cristal há também a presença de um cristal de chevkinita. Lâmina PS-20, sienito, com luz plano polarizada. d) Aspecto geral de rocha sienítica; opacos e um possível psseudomorfo de olivina. Lâmina PS-01 A, sienito, com luz plano com a presença de feldspatos alcalinos com lamelas de exsolução de albita e textura swaped-rims nos contatos entre si; grão de quartzo intersticial e anfibólio englobando outros minerais. Lâmina PS-01 A, com polarizadores cruzados. 31
- Figura 33 – Cristais de egirina-augita com pleocroísmo do verde-amarelado ao verde escuro associados às titanitas idiomórficas. Lâmina PS-32 E, sienito em fratura de rocha gábrica, com luz plano polarizada. 32
- Figura 34 – a) Amostra de microssienito porfirítico. Atentar para a orientação dos cristais de feldspato alcalino e para suas lamelas de exsolução de albita nos cristais da matriz e nas bordas dos fenocristais. Lâmina PS-41 B, com polarizadores cruzados. b) Amostra de microssienito, sem orientação dos cristais ripiformes de feldspato alcalino e sem fenocristais de feldspato alcalino. Cristal de clinopiroxênio com inclusões de apatita e olivina. Lâmina PS-42 A, com polarizadores cruzados. 33
- Figura 35 – Dados de estimativa visual entre as proporções minerais para as rochas sieníticas do stock São Sebastião. Valores em porcentagem. 33
- Figura 36 - Diagrama QAP da I.U.G.S. (Streckeisen 1976) para os dados modais das amostras sieníticas do stock de São Sebastião. Todas as amostras plotam no campo de álcali-feldspato sienito exceto a PS-32 C que plota em quartzo álcali-feldspato sienito. 34
- Figura 37 - Tabela com ordem de cristalização mineral sugerida. 34
- Figura 38 – a) Cristal de Ti-augita destacado pela extinção azulada em meio à matriz composta por plagioclásio e pequenos cristais de clinopiroxênio. Lâmina PS-39 B, dique básico que corta o embasamento, com polarizadores cruzados. b) Aspecto textural de rocha basáltica. Destaque para cristais de anfibólio incolor sendo substituídos por cloritas de alteração. Lâmina PS-46, dique basáltico, com luz plano polarizada. 35
- Figura 39 – a) Fenocristais de plagioclásio com textura anti-rapakivi. Também se observa o aspecto geral da matriz e cristais maiores de clinopiroxênio. Lâmina PS-10 C II, dique gigante de latito porfirítico, com polarizadores cruzados. b) Cristais subidiomórficos de clinopiroxênio amarelado sendo substituídos por anfibólio com pleocroísmo em tons de verde. Lâmina PS-10 C I, dique de latito porfirítico, com luz plano polarizada. 36
- Figura 40 – a) Aspecto geral da textura da amostra PS-17 D, dique basáltico que corta o corpo gábrico, com polarizadores cruzados. b) Aspecto geral da textura da amostra PS-17 F, dique basáltico que corta o corpo gábrico, com luz plano polarizada. 37
- Figura 41 – a) Fenocristais de biotita, clinopiroxênio e um “bolsão” de feldspato alcalino recristalizado em meio a matriz traquítica. Lâmina PS-42 B, dique traquítico cortando microssienito, com luz plano polarizada. b) Foto 37

da mesma feição com polarizadores cruzados. c) Bolsão contendo cristais de feldspato alcalino recristalizado, biotita, clinopiroxênio, anfibólio, apatita e opacos; em meio a matriz traquítica. Lâmina PS-42 B, com polarizadores cruzados. d) Fenocristais de feldspato alcalino em meio a matriz traquítica. Lâmina PS-39 A, dique de traquito porfirítico cortando o embasamento, com polarizadores cruzados. 38

Figura 42 – a) Aspecto da matriz, com cristais de plagioclásio orientados por fluxo magmático e pseudomórfos de clinopiroxênio substituídos por clorita e carbonato. Lâmina PS-12, dique de lamprófiros cortando corpo gábrico, com luz plano polarizada. b) Fenocristal com zoneamento concêntrico de Ti-augita. Destaque para a extinção azulada típica desse mineral. Lâmina PS-47 A, dique de lamprófiros cortando o embasamento, com polarizadores cruzados c) Cristal hexagonal de augita com zoneamento concêntrico. Lâmina PS-47 A, com polarizadores cruzados. d) Pseudomorfo de augita contendo cristais pequenos de clinopiroxênio, carbonato e apatita. Lâmina PS-47 A, com polarizadores cruzados. e) Cristal geminado de augita. Lâmina PS-47 A, com polarizadores cruzados. f) Cristal prismático de augita geminada. À direita observa-se outro fenocristal parcialmente substituído por clorita. Lâmina PS-47 A, com polarizadores cruzados. 40

Figura 43 – Dados de estimativa visual entre as proporções minerais para as rochas de diques da primeira e segunda gerações. Valores em porcentagem. Coluna “outros” compreende minerais acessórios (epídoto, apatita e titanita) e minerais de alteração (clorita, cloritóide, carbonato e serpentinita). 41

Figura 44 - Diagrama QAP da I.U.G.S. (Streckeisen 1976) para os dados modais das amostras de diques das duas gerações. As amostras plotam nos campos de latito (PS-10 C), quartzo latito (PS-39 C), basalto (PS-17C, PS-17 D, PS-17 F, PS-39 B e PS-46) e álcali-feldspato traquito. 42

1. INTRODUÇÃO

Alguns dos maiores complexos alcalinos do sudeste do Brasil estão localizados na Província da Serra do Mar (Almeida 1983; Riccomini et al. 2005), onde afloram condicionados por dois grandes alinhamentos: os denominados Alinhamento de Cabo Frio, contendo os maciços de Passa Quatro e Itatiaia, e o Alinhamento Costeiro (paralelo à zona de falha de Santos, Almeida 1983), reunindo os três grandes stocks da Ilha de São Sebastião e os stocks das ilhas do Monte de Trigo, Vitória e Búzios, no litoral norte do estado de São Paulo (Enrich et al. 2005).

Na Ilha de São Sebastião, mais frequentemente conhecida como Ilhabela, afloram três stocks sieníticos subcirculares, que intrudem o embasamento pré-cambriano: Serraria (65 km²), São Sebastião (55 km²) e Mirante (16 km²). Associados a dois deles (Serraria e São Sebastião), ocorrem rochas gábricas acamadadas nas regiões da Ponta das Canas e Praia da Pacuíba (norte da Ilha), bem como na região da Ponta da Sela (sul da ilha), que constituem complexos máfico-ultramáficos de tipo estratiforme.

As rochas sieníticas e gábricas foram estudadas anteriormente por diversos autores do ponto de vista geológico, petrográfico, estrutural, geoquímico e geocronológico, tais como, Freitas (1947), Hennies & Hasui (1977), Bellieni et al. (1990), Lima (2001), Augusto (2003) e Sato (2006), porém praticamente não existem informações de detalhe que permitam estabelecer como se distribuem as ocorrências gábricas, as formas dos corpos intrusivos e as suas relações com as rochas sieníticas, supostamente contemporâneas. Essa dificuldade se deve em grande parte ao fato de que as principais ocorrências conhecidas de rochas básicas e ultrabásicas (gabros, piroxenitos e peridotitos) são constituídas por blocos que não se encontram in situ, como é o caso mais típico da Praia da Pacuíba.

A descoberta de afloramentos in situ de rochas gábricas acamadadas na região da Ponta da Sela, feita por colegas do Instituto, motivou estudo inicial de reconhecimento dessas rochas (Augusto 2003). O presente projeto é uma extensão desse trabalho e propõe um mapa em detalhe dessas ocorrências, delimitando mais adequadamente este corpo intrusivo e analisando as suas relações com as rochas sieníticas do Stock de São Sebastião.



Figura -1 Mapa geral da Ilha de São Sebastião (Ilhabela). Imagem extraída e adaptada de Google Maps, Google™.

2. LOCALIZAÇÃO

A área mapeada encontra-se ao sul da Ilha de São Sebastião, município de Ilhabela. A região é acessada pela rodovia SP-131 sentido sul, e estende-se desde o bairro da Ponta da Sela até o Borrifos (Ponta da Sepituba).



Figura 2 – Imagem de satélite da Ilha de São Sebastião com destaque para a área estudada (em vermelho). Imagem extraída e adaptada de Google Maps, Google™.

A área tem aproximadamente 30 km², mas apesar de não ser tão extensa é de difícil mapeamento devido à alta declividade (com altitudes de até 1102 m no Morro do Simão e 1302 m no Morro do Papagaio), difícil acesso (parte da área só é alcançada por estradas de terra e outra parte está além do limite da estrada, sendo acessada somente por trilhas), e vegetação densa. Além disso na porção costeira, que supostamente seria mais facilmente mapeável, por vezes formam-se encostas íngremes com dezenas de metros de altura e outras vezes reúne “mares” de matacões empilhados.

3. METAS E OBJETIVOS

O principal objetivo do projeto proposto é o de mapear em detalhe a região da Ponta da Sepituba e vizinhanças, em escala 1:10.000. Paralelamente, efetuar estudos de petrografia microscópica que permitam caracterizar adequadamente as variedades de rochas mapeadas.

Apesar de já se ter um bom conhecimento geológico e petrográfico das rochas sieníticas e gábricas (Freitas 1947; Hennies & Hasui 1977; Bellieni et al. 1990; Lima 2001; Augusto 2003), as relações geológicas, bem como a distribuição e forma das intrusões máfico-ultramáficas acamadadas ainda não foram definidas, particularmente porque a maioria dos afloramentos conhecidos (Ponta das Canas, Praia da Armação e Praia da Pacuíba) não se encontra *in situ*.

A descoberta de afloramentos *in situ* de gabros acamadados ao sul da Ilha, na região da Ponta da Sepituba, se converte em uma excelente oportunidade para investigar a forma e orientação, bem como as relações estruturais destas rochas com as rochas sieníticas do stock São Sebastião. Essas relações, se definidas, poderão se converter em um modelo que também poderá ser estendido para as demais ocorrências, considerando que as rochas sieníticas da Ilha apresentam idades geocronológicas similares e precisas dentro dos erros analíticos (Sato 2006).

Além desses também é objetivo do projeto mapear e caracterizar os diques que afloram na região, especialmente os de rochas lamprofírica e alcalinas félsicas, que ainda são muito pouco conhecidos e que merecem ser mapeados e examinados em maior detalhe.

4. ATIVIDADES DESENVOLVIDAS E DIFICULDADES ENCONTRADAS

As atividades desenvolvidas para a realização da presente monografia abrangeram revisão bibliográfica; trabalhos de campo, efetuados em muitas etapas, totalizando 23 dias de trabalho; elaboração de mapa e seção geológica; elaboração de mapa de pontos e análise petrográfica macro e microscópica de amostras selecionadas.

Algumas dificuldades foram encontradas durante a execução das atividades, principalmente relacionadas à greve dos funcionários da USP em junho/julho/agosto deste ano. A greve afetou o funcionamento da biblioteca, o que prejudicou o processo de revisão contínua da bibliografia; e da seção de laminação, o que atrasou as análises petrográficas em microscópio óptico, sendo as lâminas entregues para análise apenas a duas semanas antes do prazo final de entrega da monografia.

A greve também afetou a montagem do laboratório de Fluorescência por Raio X, não estando em operação até a data de entrega da presente monografia, impossibilitando a realização das análises químicas propostas no projeto inicial.

5. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A partir do trabalho pioneiro de Freitas (1947), muitos outros trabalhos sobre as rochas alcalinas da Ilha de São Sebastião foram realizados, colocando as ocorrências no contexto das rochas alcalinas da Província da Serra do Mar.

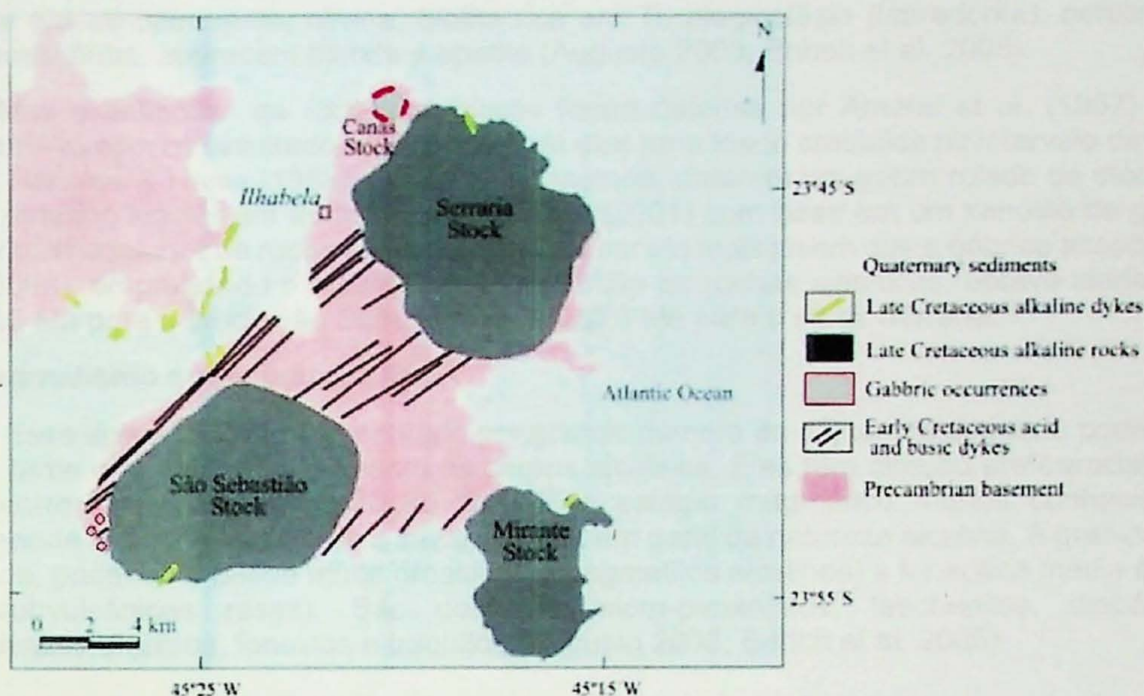


Figura 3 - Mapa geológico da Ilha de São Sebastião com as ocorrências gábricas no sul da ilha (Hennies & Hasui, 1977; Bellieni *et al.* 1990; Augusto, 2003). Extraído de Enrich *et al.* (2005).

A geologia da Ilha representa o remanescente de um embasamento granítico pré-cambriano onde colocaram-se intrusões mesozóicas plutônicas e subvulcânicas, indicadas no mapa da figura 3, onde estão incluídas as ocorrências gábricas registradas por Augusto (2003). Tradicionalmente, o magmatismo mesozoico é subdividido em três estágios:

5.1. Magmatismo subvulcânico inicial

Representado por diques que cortam o embasamento, mas não os stocks alcalinos. Eles têm direção preferencial NE e composição basáltica a andesítica, além de lamprofírica. Ocorrem também subordinados leucoandesitos e dacitos porfíricos. Esse evento é posicionado com idades de cristalização pelo método K/Ar entre 120 a 140 Ma, ou seja no Cretáceo Inferior (Amaral *et al.* 1966; Bellieni *et al.* 1990).

5.2. Magmatismo plutônico principal

Nesse estágio estão incluídos os três stocks sieníticos (Serraria, São Sebastião e Mirante) e as intrusões gábricas dos stocks da Ponta das Canas e do sul da Ilha (Lima 2001, Augusto 2003).

As rochas sieníticas são as mais abundantes na Ilha. Os corpos possuem formas arredondadas e apresentam zoneamento com termos mais ácidos nas bordas (quartzo sienitos). Incluem variedades tanto supersaturadas (álcali feldspato sienitos com quartzo), quanto insaturadas (nefelina sienitos, tinguaítos). Em geral, elas são leucocráticas a hololeucocráticas, de granulação grossa, estrutura maciça, cor esverdeada e mineralogia composta por grandes cristais de feldspato alcalino, quartzo, nefelina, clinopiroxênio, biotita e anfibólios (Lima 2001; Augusto 2003; Enrich *et al.* 2005). Quanto às rochas gábricas, os corpos não possuem geometria conhecida, pois afloram principalmente como blocos rolados. Lima (2001), com base em dados geoquímicos, definiu duas linhagens distintas para as rochas magmáticas da área, uma alcalina e outra toleítica. A primeira, além das rochas sieníticas, inclui também as litologias máfico-ultramáficas com estrutura estratiforme, que variam desde gabros acamadados e anortositos a peridotitos com textura cumulática. Os litotipos principais são leuco e mesogabros com estruturas de sedimentação magmática como estratificação plano-paralela e estratificação cruzada acanalada e sua mineralogia típica

consiste em clinopiroxênio, olivina, biotita rica em Ti, plagioclásio (labradorita), nefelina e, como acessórios, aparecem titanita e apatita (Augusto 2003; Enrich et al. 2005).

Biotitas e anfibólios de rochas sieníticas foram datadas por Amaral et al. (1967) pelo método K/Ar, com os resultados indicando para elas uma idade cretácica no intervalo de 85 a 80 Ma. Hennies & Hasui (1968), pelo mesmo método, dataram um gabro rolado do stock de Canas obtendo idades em torno de 86 Ma. Lima (2001) com base em um xenólito de gabro encontrado no interior de rocha sienítica, concluiu ser ela mais jovem que a gábrica associada. Sato (2006), empregando o método U/Pb em zircão de rochas sieníticas, obteve idades de $84,7 \pm 0,6$ Ma para o stock São Sebastião e $85,0 \pm 0,3$ Ma para o stock Serraria.

5.3. Magmatismo subvulcânico final

Esse episódio está representado por grande número de diques de pequeno porte que cortam tanto o embasamento quanto os corpos alcalinos. Eles têm direção preferencial NE, mas ocorrem também com direção NW. É o estágio magmático menos conhecido e compreende rochas ultramáficas a leucocráticas, em geral de natureza alcalina. A granulação é variada, podendo ir desde muito grossa (nos pegmatitos alcalinos) a fanerítica média e fina (nas subvulcânicas rasas). São descritos micro-piroxenitos, teschenitos, diabásios, microsienitos diversos, fonolitos e traquitos (Augusto 2003; Enrich et al. 2005).

6. MATERIAIS E MÉTODOS

Para o presente trabalho, os métodos adotados consistiram em: revisão bibliográfica, mapeamento geológico de detalhe e petrografia macro e microscópica.

6.1. Revisão bibliográfica

Para o desenvolvimento da monografia foi realizada uma revisão bibliográfica constante de trabalhos tanto de cunho local como regional. Pretendendo-se sintetizar o estado atual do conhecimento geológico das rochas alcalinas e máfico-ultramáficas da Ilha de São Sebastião e de ocorrências similares da Província Serra do Mar e de outras regiões, de modo a correlacionar possíveis semelhanças e diferenças.

O levantamento bibliográfico foi feito na maior parte na biblioteca do IGc-USP, salvo no período em que interrompeu-se o funcionamento da mesma. Contou-se com a consulta tanto de textos específicos sobre as rochas da Ilha de São Sebastião, quanto a de livros básicos sobre formação, cristalização e origem de rochas ígneas.

6.2. Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo consistiram na principal atividade desenvolvida. Foram realizadas sucessivas etapas durante os meses de Abril e Maio, totalizando 23 dias de trabalho além de revisitas aos afloramentos no decorrer do ano. Os caminhamentos cobriram uma área de cerca de 20 km², na região da Ponta da Sepituba e vizinhanças. As atividades de campo envolveram caminhamentos contínuos ao longo da costeira, da estrada principal e, quando possível, em seções transversais à linha de costa, ao longo de cachoeiras e drenagens. Mais uma vez vale ressaltar a dificuldade de realização desses caminhamentos, dada à inacessibilidade à costeira; a presença de "mares" de matações decamétricos empilhados, grandes falésias e encostas íngremes em trechos da costeira; além da presença vegetação densa e ausência de trilhas que acompanhavam as drenagens e cachoeiras.

Esses trabalhos foram efetuados com o auxílio de mapas topográficos na escala 1:10.000 (Plano Cartográfico do Estado de São Paulo, IGC, 1977), imagens georeferenciadas de satélite, além de GPS e ferramentas de campo (martelo, bússola, lupa, facão, etc.).

Foi dada atenção especial ao processo de determinação das atitudes das rochas com foliação de fluxo e/ou estruturas acamadadas, bem como dos diques encontrados.

Foram coletadas mais de uma centena de amostras de mão representativas das variedades mapeadas. Dessas selecionou-se 31 para a análise petrográfica realizada no Laboratório de Petrografia Microscópica do Instituto de Geociências.

6.3. Análises petrográficas

As análises petrográficas foram realizadas no Laboratório Didático de Petrografia Microscópica do IGc e tiveram como objetivo a caracterização das rochas, identificando suas fases mineralógicas principais e acessórias, além de interpretar-se as sequências de cristalização. Examinou-se 31 amostras, com descrição mineralógica e textural, buscando também determinar as sequências de cristalização e condições de formação de cada litotipo.

Foram efetuadas descrições simplificadas devido à carência de tempo. Foram utilizadas técnicas simples para o cálculo estimado de ângulo 2V de minerais biaxiais e ângulo de extinção. Em minerais cujas seções são exatamente perpendiculares aos elementos ópticos considerados nas figuras, na posição de máximo afastamento das isógira, o valor do ângulo 2V pode ser estimado com o uso de ábacos, construídos a partir da equação de Mallard. O ângulo de extinção foi estimado medindo o ângulo entre uma direção cristalográfica de um mineral (clivagem por exemplo) alinhada ao retículo do microscópio até a extinção total do mineral com a rotação da platina. Essas técnicas são descritas em trabalhos clássicos sobre mineralogia óptica como Rogers & Kerr (1942).

Foram realizadas também estimativas visuais entre as proporções minerais nas lâminas para a classificação das rochas em diagramas QAP, além de tabelas de sequência de cristalização mineral interpretadas através da relação textural entre os minerais.

A documentação fotográfica dessas lâminas foi realizada no Laboratório de Petrografia Sedimentar do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental da USP.

7. GEOLOGIA LOCAL

A região estudada apresenta três principais unidades mapeadas: rochas gnáissicas do embasamento pré-cambriano, gábricas estratiformes e suas derivadas do complexo máfico-ultramáfico e sieníticas do stock São Sebastião. Além dessas há também a presença de rochas de dique, tanto da primeira quanto da segunda geração. As áreas de ocorrência dessas unidades podem ser verificadas no mapa em anexo (Anexo I).

Nesse capítulo será abordado os aspectos e relações estruturais dessas unidades vistos em campo.

7.1. Embasamento pré-cambriano

Na área estudada o embasamento pré-cambriano aparece sempre representado por ortognaisses bandados, por vezes milonitizados. Essas rochas têm composição granítica e de maneira geral alternam bandas porfiroclásticas de granulação grossa, com porfiroclastos de feldspato e espessuras variando de 1 a 20 m (em muitos afloramentos a rocha se assemelha a um granito porfirítico); e bandas félsicas de granulação fina a média, compostas essencialmente por feldspato e quartzo, com poucos minerais máficos e espessuras menores, de 5 a 150 cm (figs. 4a e 4b). Bandas mais ricas em constituintes máficos (clinopiroxênio e biotita) são mais raras e ocorrem localmente com espessuras de 0,5 a 1,5 cm. Nas bandas porfiroclásticas, o índice de cor pode ser estimado em 6%, sendo os principais minerais máficos clinopiroxênio e biotita.

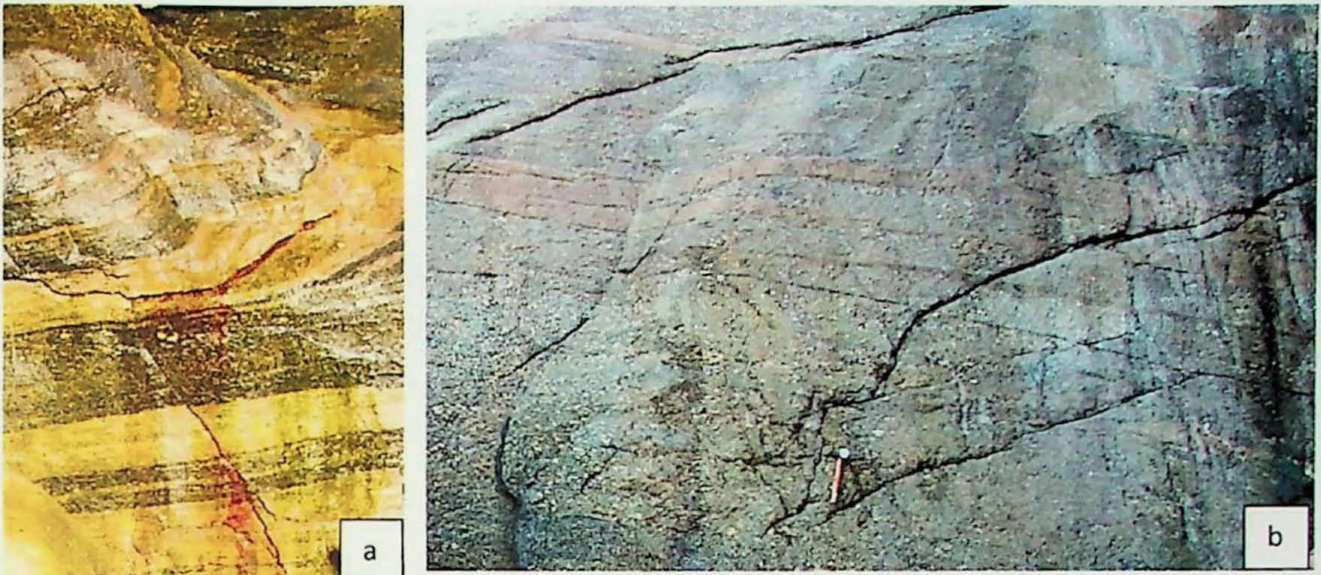


Figura 4 – a) Ortognaisse bandado, alternando bandas quartzo-feldspáticas (porção clara) com bandas porfiroclásticas, com porfiroclastos de feldspato, de composição granítica (porção escura). b) Aspecto do mesmo ortognaisse em outro afloramento.

Na região estudada a foliação dessas rochas tem direção preferencial aproximada E-W, com caimento de alto ângulo para NE na maioria das vezes, mas também para N e NW.

Em algumas regiões a foliação é de carácter mais rúptil, com zonas de cisalhamento blastomiloníticas a ultramiloníticas. Em uma delas os porfiroclastos de feldspato (fig. 5a) apresentam-se deformados, servindo inclusive como indicadores cinemáticos mostrando nesse local, a foliação medida foi de $N20^{\circ}E/15^{\circ}NW$, com lineação de estiramento mineral mostrando direção NE-SW. Os indicadores cinemáticos apontam topo movimentando-se para SW (fig. 5b).

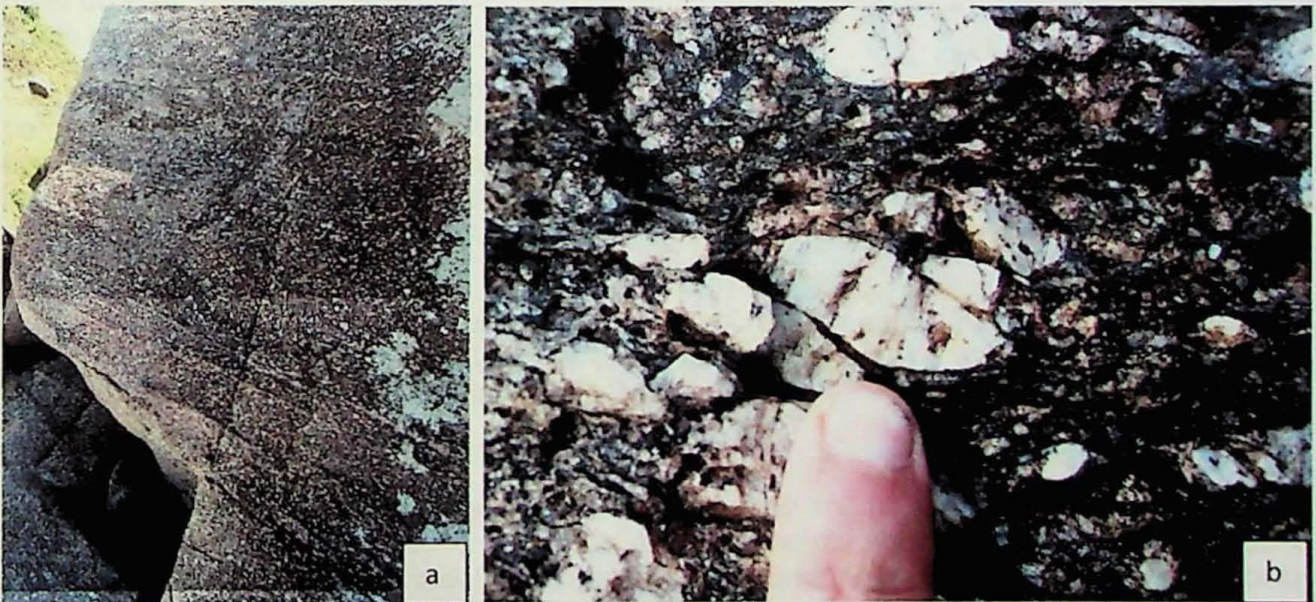


Figura 5 – a) Plano XZ de rocha blastomilonítica, com foliação marcada pelos níveis feldspáticos rosados e atitude $N20^{\circ}E/15^{\circ}NW$. b) Detalhe de porfiroclasto como indicador cinemático, observado no plano retratado na figura 4a. No caso, indica movimento sinistral, com topo indo para SW.

Em outras regiões a deformação tem carácter mais dúctil gerando dobramentos das bandas quartzo-feldspáticas de granulação fina. Essas dobras parecem ser intrafoliais, com seus planos axiais aparentemente coincidindo com a foliação (fig. 6), esta medida no local com atitude $N50^{\circ}E/53^{\circ}NW$.



Figura 6 - Vênula quartzo-feldspática dobrada em gnaíse do embasamento no ponto PS-33.

7.2. Complexo máfico-ultramáfico do tipo estratiforme

As rochas desse complexo são mais facilmente encontradas próximo à costeira, onde formam afloramentos de grande extensão lateral, com centenas de metros; e vertical, com paredões de até 20 metros de altura em certos locais. A cota mais alta para um afloramento *in situ* dessas rochas é de 225 m. Levando-se em conta a atitude do acamadamento dessas rochas pode-se estimar a espessura do corpo em pelo menos 130 m. A sua forma é a de um anel revestindo o Stock de São Sebastião e circundando a topografia montanhosa (expressão maior das rochas sieníticas). Visto em planta representa faixa que vai aproximadamente do nível do mar, onde faz contato com o embasamento, até as cotas de 200-250 m, acima das quais passam a aflorar as rochas sieníticas.

As rochas gábricas acamadadas (leuco e mesogabros) são as mais comuns do complexo, mas a sedimentação magmática também gera outras variedades como, em ordem decrescente de abundância, piroxenitos, anortositos e peridotitos. Produtos diferenciados igualmente aparecem cortando essas rochas como pequenas vênulas e veios centimétricos a decimétricos. Na maioria das vezes, são de piroxenitos a anortositos mas há veios pegmatóides.

As rochas do complexo apresentam diversas feições estruturais de sedimentação em câmara magmática como estratificações plano-paralelas (figs. 7a e 7b), cruzadas (fig. 9a), além de estruturas cumuláticas (fig. 10a).

7.2.1 Gabros acamadados

Geralmente essas rochas possuem granulação média, cores escuras em que se destacam cristais de plagioclásio ripiformes e clinopiroxênio com estruturas homogêneas. A mineralogia é composta, em ordem decrescente de abundância, por plagioclásio (labradorita, An₅₀₋₆₅), clinopiroxênio, opacos (ilmenita e magnetita), anfibólio kersutítico, olivina, biotita e acessórios, principalmente apatita. As análises petrográficas e químicas por microsonda eletrônica constantes no trabalho de formatura de Augusto (2003), executadas nas mesmas rochas investigadas no presente projeto, indicaram a existência de clinopiroxênio (augita e Ti-augita) como único piroxênio presente e a ocorrência de flogopita rica em Ti e anfibólio kersutita; mostrando uma filiação alcalina para estas rochas.

Destaca-se que o único mineral félsico identificado foi o plagioclásio e não se observou a presença de ortopiroxênio. Em alguns lugares a concentração de ilmenita e magnetita é muito alta, a ponto de desorientar no campo a agulha da bússola.

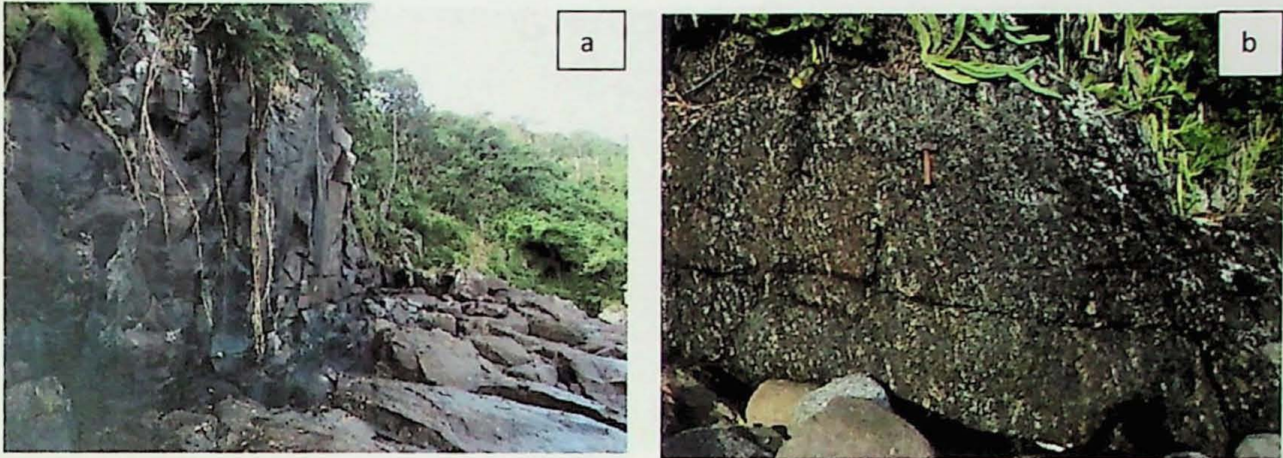


Figura 7 – a) Afloramento de gabros estratiformes em paredão de 12 m de altura. b) Aspecto da estratificação plano-paralela dos gabros evidenciada pela alteração, em bloco rolado. As porções mais claras representam níveis essencialmente de plagioclásio e as mais escuras níveis de máficos, compostos principalmente por clinopiroxênio.

Nos corpos gábricos é comum a ocorrência de enclaves máficos com bordas subarredondadas a angulosas e mostrando em geral textura mais fina que à dos gabros aos quais estão inseridos (fig. 8).



Figura 8 – Enclave máfico de granulação fina, com bordas subarredondadas inserido em gabro acamadado.

A principal feição estrutural das rochas gábricas é a estratificação plano-paralela, em que estão alternados níveis ricos em clinopiroxênio, anfibólio e outros minerais máficos e níveis compostos por uma associação de constituintes máficos e plagioclásio, bem como níveis compostos essencialmente por plagioclásio. Essas camadas apresentam espessuras e variáveis, indo de espessuras milimétricas a métricas. As formas dessas camadas também são variáveis, em algumas regiões formando camadas retilíneas, e em outras com formas anastomosadas e descontínuas lateralmente (fig. 9a). Muitas vezes o acamamento é notado somente pela orientação dos cristais milimétricos ripiformes de plagioclásio aos quais se amoldam intersticialmente os minerais máficos. Onde a rocha se encontra mais alterada a estratificação torna-se mais evidente, pois aumenta-se o contraste entre as cores branca dos plagioclásios e escuras dos restantes minerais máficos.

Estratificações cruzadas, observadas por muitos autores (Freitas 1947, Hennies & Hasui 1977, Lima 2001) na região da Ponta da Pacuíba (norte da ilha), são também reconhecidas na região sul (fig. 9b).

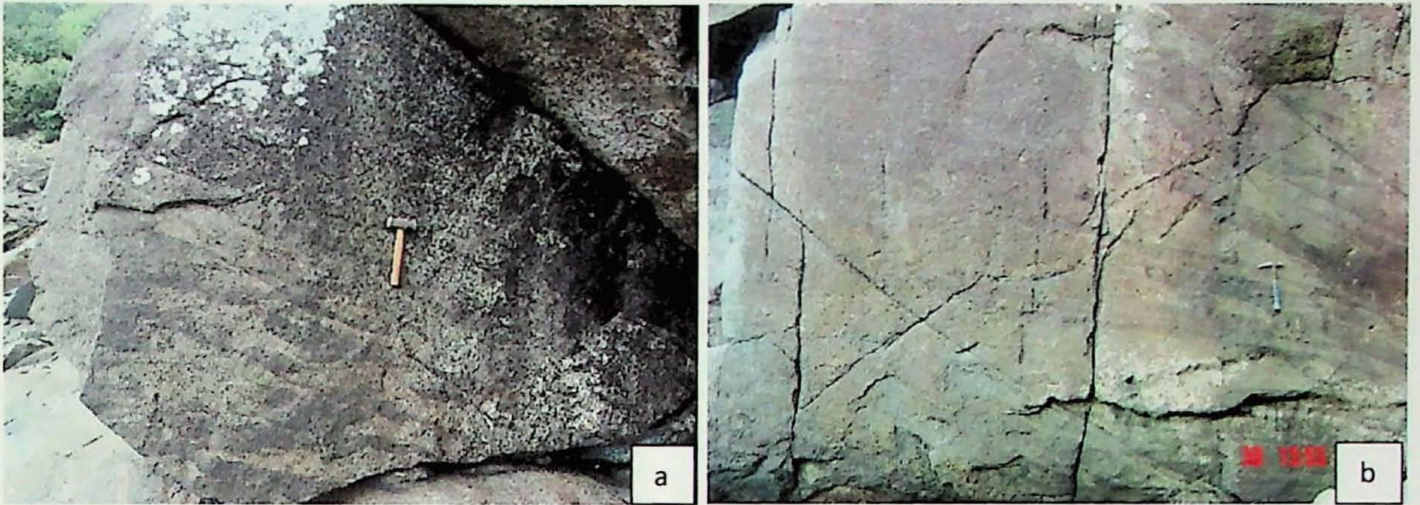


Figura 9 – a) Estratificação plano-paralela em gabro. Faixas escuras correspondem a níveis ricos em minerais máficos e faixas mais claras a níveis com máficos e plagioclásio. b) Afloramento *in situ* com estratificação cruzada no bairro de Borrifos (ponto PS-11).

Próximo às regiões de contato entre o embasamento e as rochas gábricas nota-se sempre a existência de uma região onde há muitos bolsões pegmatíticos inseridos em meio aos gabros (fig. 10a). Nessas áreas os gabros aparentemente não possuem acamadamento. Os bolsões são de tamanhos variados, indo de pequenas concentrações centimétricas de minerais de granulação muito grossa a bolsões métricos. A composição desses pegmatitos é essencialmente de clinopiroxênio, com cristais prismáticos de até 10 cm (fig. 10b) e feldspatos. Nessa mesma região ocorrem também pequenos geodos com cristais prismáticos de clinopiroxênio (fig. 10c) e de cristais prismáticos de um mineral verde, possivelmente epidoto (fig. 10d).

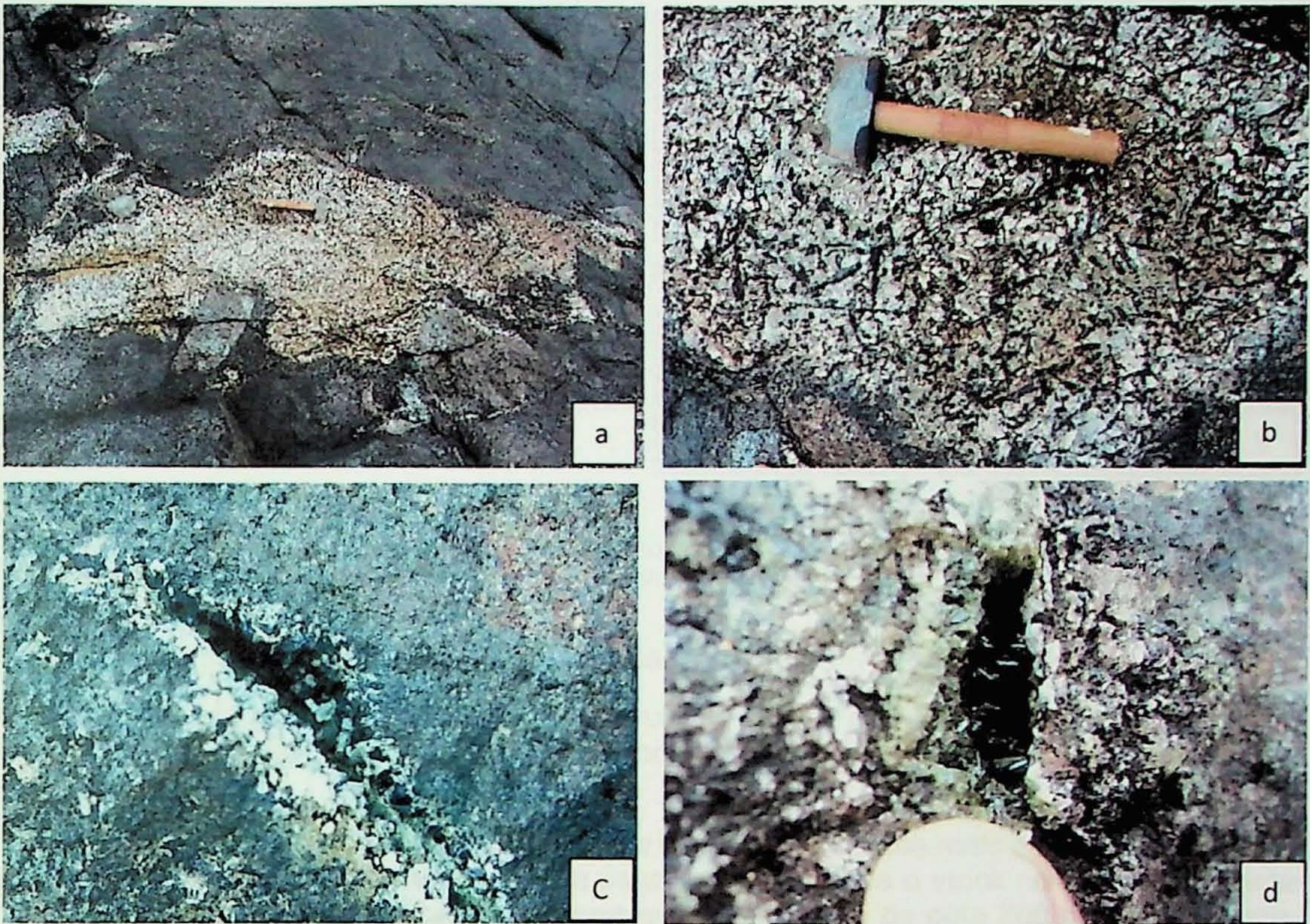


Figura – 10 a) Bolsão pegmatítico métrico em meio a gabros. b) Detalhe de bolsão pegmatítico com destaque para os cristais de clinopiroxênio centimétricos. c) Geodo com cristais prismáticos de clinopiroxênio e feldspato. d) Geodo de cristal prismático esverdeado, provavelmente de epídoto.

7.2.2 Piroxenitos e peridotitos

Estruturas cumuláticas são comumente observadas nos blocos encontrados na Ponta da Pacuíba e formam corpos espessos de peridotitos e piroxenitos de granulação grossa a muito grossa. Supostamente representariam as camadas mais basais da câmara magmática, onde se concentrariam os minerais mais densos, originando rochas ultramáficas (Lima 2001).

No campo, foi encontrado somente um afloramento de litologias desse tipo, o ponto PS-17 (fig. 11a), onde no mesmo afloramento também verificou-se o contato entre mesogabros e o embasamento. O afloramento está em contato com rochas gnáissicas do embasamento, porém tem dimensões muito pequenas se comparada com as do corpo gábrico em que está envolto. O contato com os gnaisses encaixantes é brusco e apresenta feições de interação entre as rochas, como a presença de fragmentos de peridotitos nos gnaisses e fragmentos de gnaisses no peridotitos (fig 10b). O contato entre os peridotitos e os gabros não é claro, mas definitivamente nesse local a ultramáfica não representa um estrato concordante com a estratificação gábrica.

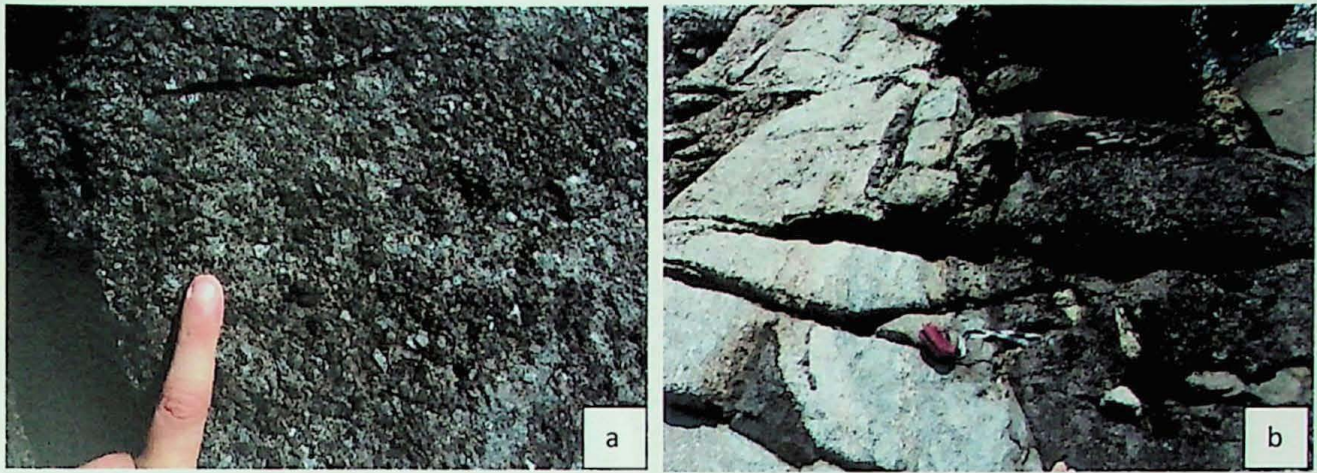


Figura 11- a) Textura cumulática em peridotitos, afloramento PS-17. b) Contato entre peridotito do complexo máfico-ultramáfico (rocha preta à direita) e gnaisses do embasamento (rocha clara à esquerda). Mostrando xenólitos de um litotipo no outro.

7.3 Rochas sieníticas do Stock São Sebastião

As rochas sieníticas do Stock São Sebastião são as de maior área de ocorrência no mapa. O stock alcalino possui forma subarredondada que pode ser observada na imagem de satélite na figura 2.

Essas rochas sustentam a topografia da ilha, sendo os picos mais elevados compostos por elas. Salvo pequeno trecho, no qual a linha de costa trunca o stock no extremo sudeste da área mapeada, as rochas sieníticas sempre afloram acima da cota 200 m. Dessa forma, afloramentos *in situ* só foram encontrados na região onde o stock está em contato com o mar (onde há falésias com mais de 35 m de afloramento contínuo desse litotipo, fig. 12b) ou em seções subindo as cachoeiras até as cotas mais elevadas. Por esse motivo, apesar de serem as rochas mais abundantes em área de exposição foram menos amostradas que as demais.

De maneira geral, essas rochas são de coloração verde escura quando frescas (fig. 12a), e acinzentada em alguns lugares; quando alteradas essas rochas assumem cores brancas e amareladas (fig. 12c). São rochas hololeucocráticas a leucocráticas, de textura inequigranular (com cristais maiores de feldspato), granulação média a grossa e estrutura maciça. A composição é muito rica em feldspato alcalino, o mineral principal que forma a trama textural ao qual se amoldam intersticialmente os constituintes máficos.

Segundo análises petrográficas e modais de Augusto (2003), a mineralogia é composta, em ordem decrescente de abundância, por feldspato alcalino (com mais de 80% em volume), clinopiroxênio, anfibólio, biotita, acessórios (opacos, apatita, zircão, chevkinita), olivina e quartzo. Os teores dos máficos variam de 3,5% a 18,5 % e são classificados como sienitos supersaturados.

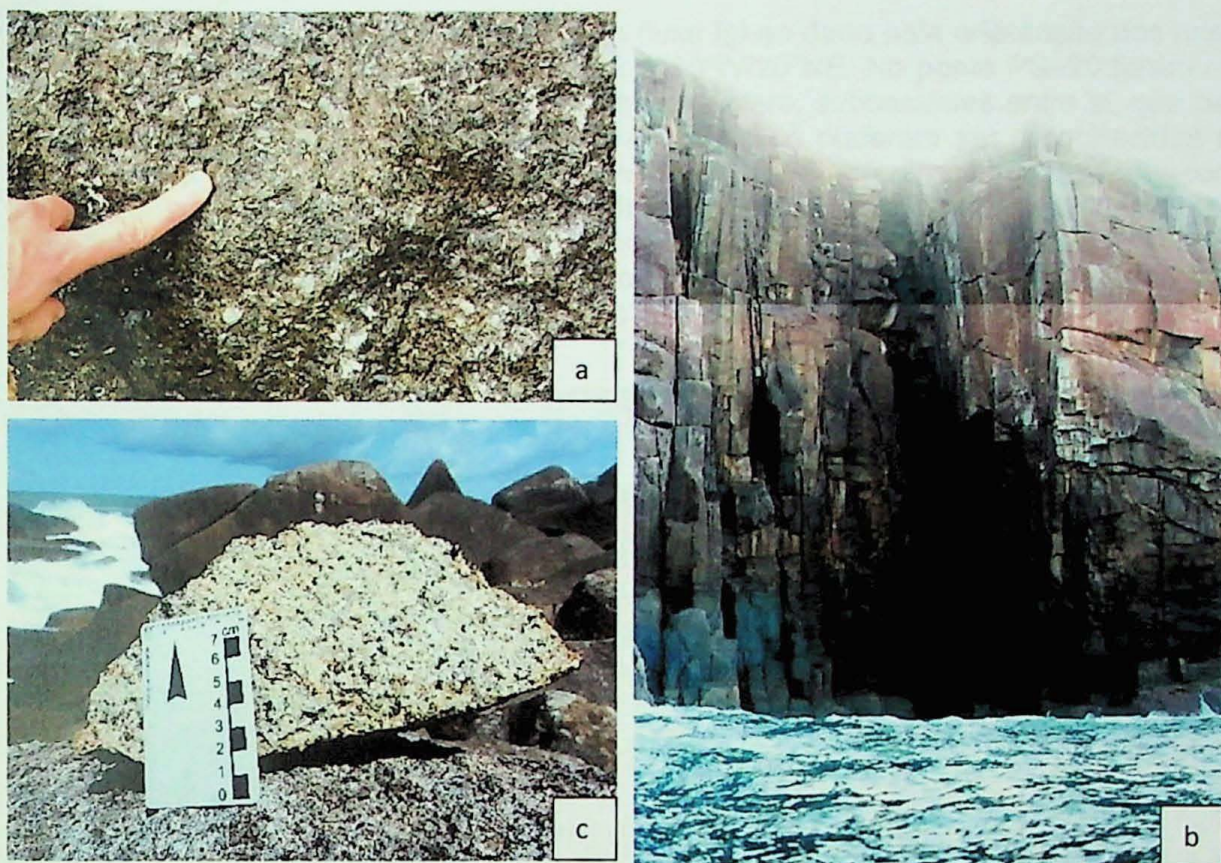


Figura 12 – a) Detalhe da textura de sienito esverdeado. b) Afloramento de sienitos esverdeados com aproximadamente 30 m de altura, no Buraco do Cação. c) Amostra de sienito alterado com coloração esbranquiçada, onde torna-se mais evidente a individualização dos minerais máficos.

Xenólitos como os descritos por Lima (2001) na região da Ponta da Pacuíba foram também reconhecidos na área estudada, como, por exemplo, no ponto PS-31. Sete enclaves máficos de tamanhos variando de 5 a 60 cm foram observados em meio a blocos rolados de sienitos. Esses enclaves são compostos por minerais máficos e feldspato, o que sugere que correspondem na verdade a xenólitos gábricos (figura 13 a).

Outra evidencia de que os sienitos são mais novos e intrusivos nos corpos gábricos consiste na ocorrência de veios feldspáticos de aspecto muito semelhante ao das rochas sieníticas ocupando fraturas nos gabros nas regiões próximas ao contato entre esses dois litotipos (figura 13 b).

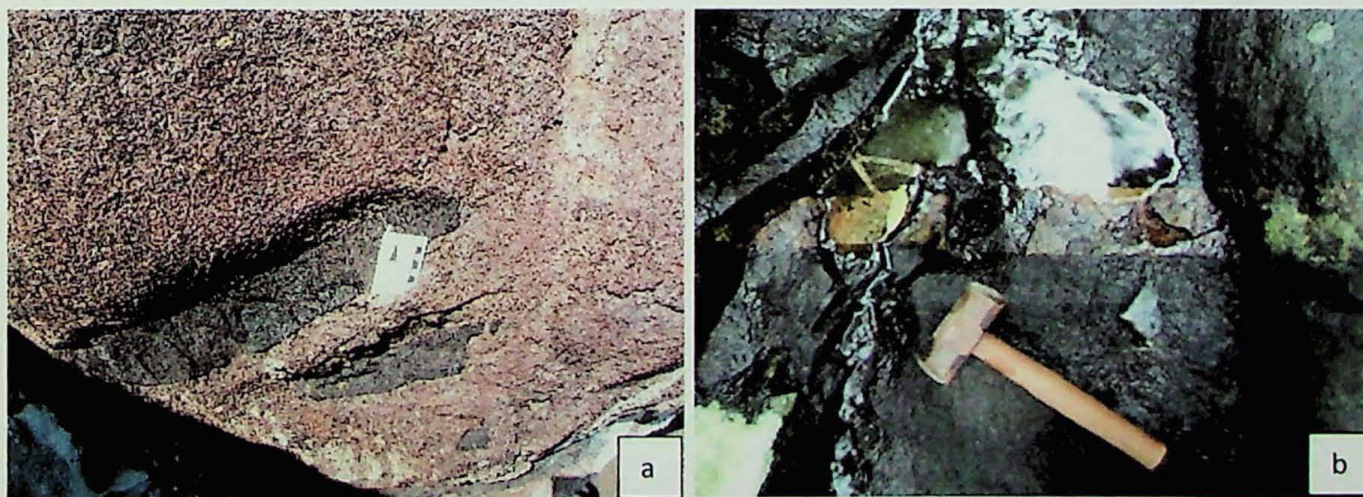


Figura 13 – a) Xenólitos de gabros no interior de bloco sienítico. b) Veio feldspático cortando rocha gábrica.

Em alguns lugares foi observado um fluxo ígneo dado pela orientação dos cristais de feldspato alcalino, com atitudes em torno de $N30^{\circ}W/20^{\circ}NE$. No ponto PS-20 foram notados sienitos cortados por pequenas linhas de cor rosa claro, subparalelas entre si, que parecem representar um bandamento milimétrico. Tais linhas só puderam ser reconhecidas onde a água da cachoeira recobria e “polia” a rocha (fig. 14a) e têm direção coincidente com a de planos subverticais gerados fraturas (fig. 14b). Esses planos, que podem indicar a atitude do bandamento, têm direção $N80^{\circ}E$ e são subverticais. Uma amostra orientada foi coletada no local para análise em microscópio óptico. Na lâmina não se observou uma variação composicional distribuída em níveis, apenas uma alongação dos cristais de feldspato alcalino nessa mesma direção.

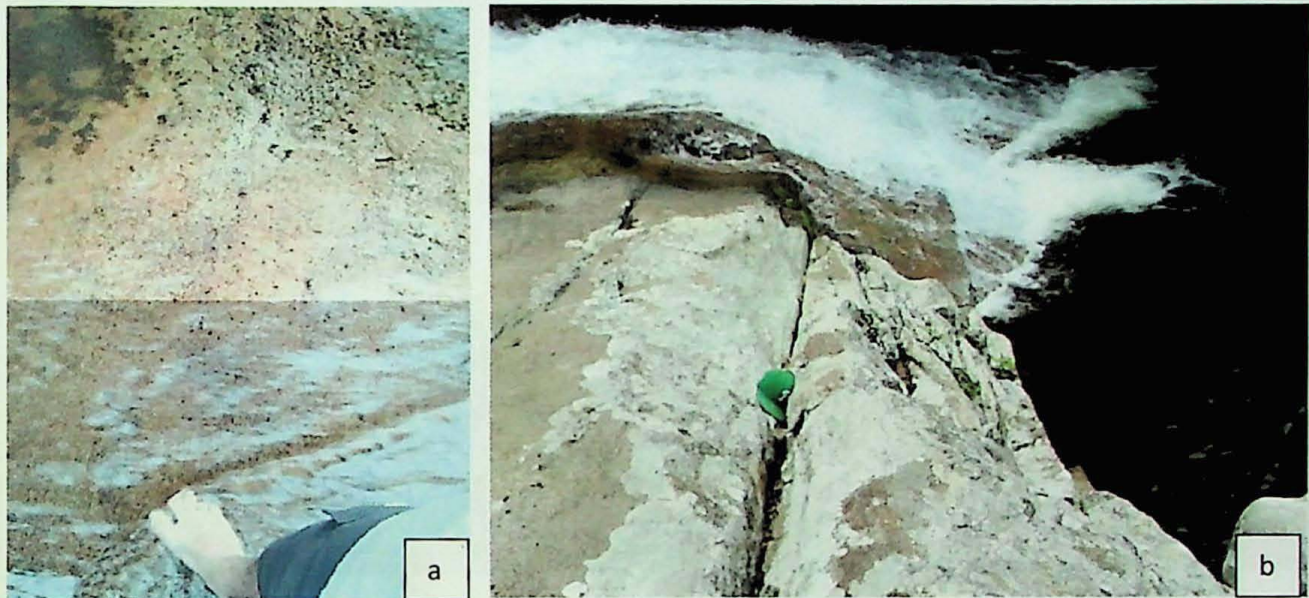


Figura 14 – a) Pequenas linhas de coloração rosa claro, orientadas de cima a baixo na foto, marcando um possível bandamento milimétrico. b) Foto do mesmo afloramento mostrando planos de fratura com direção coincidente à do bandamento.

7.4 Diques

A área estudada contém grande número de diques, com variadas litologias, espessuras e direções diferentes. Esses diques são de duas gerações distintas, a primeira precede a colocação das intrusões alcalinas e a segunda é posterior. A primeira geração caracteriza-se por cortar somente as rochas do embasamento, enquanto a segunda corta tanto o embasamento quanto os corpos gábricos e sieníticos intrusivos (fig. 15).



Figura 15 – Três diques de três idades distintas cortando gnaisses do embasamento no ponto PS-39. Provavelmente há representantes das duas gerações de diques, baseando-se nos litotipos observados. O dique mais antigo (em diagonal, mais próximo do canto inferior da foto, PS-39 C) representa um quartzo latito e é cortado por outro de rocha basáltica (mais central, PS-39 B) que, por sua vez, é cortado por um dique mais novo e mais espesso de um traquito porfirítico (em diagonal, junto ao canto superior da foto, PS-39 A).

7.4.1 Primeira geração de diques

Os diques dessa fase são de mais difícil identificação, pois como ocorrem exclusivamente cortando o embasamento, podem ser confundidos com os da segunda fase, que também penetram as mesmas rochas.

Normalmente são subverticais e orientados preferencialmente com direção NE, mas também segundo N-S e E-W. As variedades litológicas são predominantemente de rochas basálticas e andesíticas, associadas à abertura do Oceano Atlântico e ao magmatismo basáltico da Bacia do Paraná (Formação Serra Geral), mas rochas lamprofíricas estão também representadas na área.

Geralmente esses diques apresentam espessuras de 0,5 a 2 m, porém nos pontos PS-10 e PS-15 aflora um enorme corpo de latito porfirítico em contato com gnaisses do embasamento, que aparentemente, seria um dique de no mínimo 30 m espessura (fig. 16a e 16b).

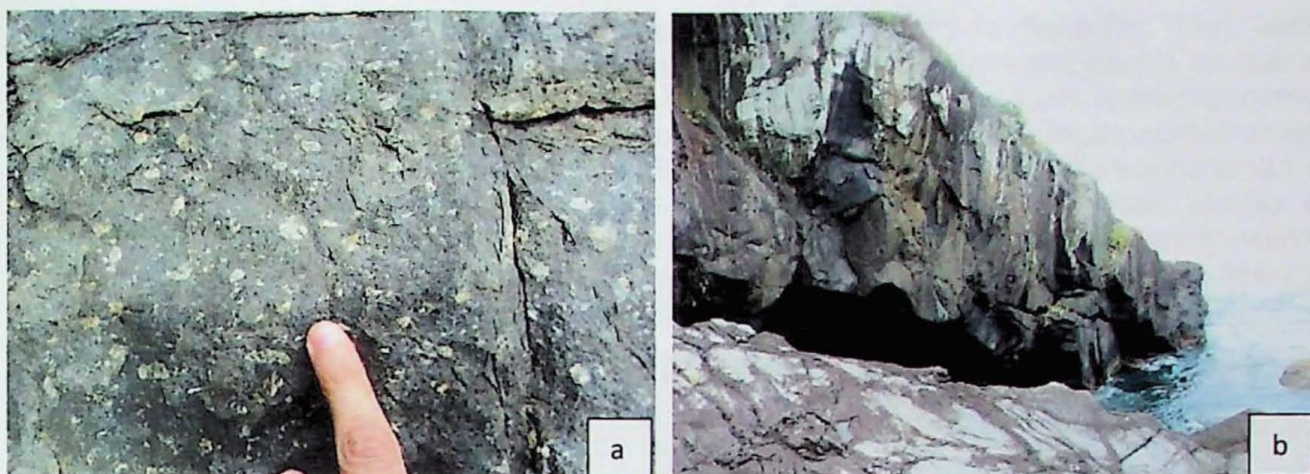


Figura 16 – a) Detalhe da textura porfírica do dique de latito no ponto PS-10. Os fenocristais são de plagioclásio e aparecem com textura anti-rapakivi. b) Afloramento PS-10, ocorrendo por uma faixa costeira de aproximadamente 100 m de extensão.

7.4.2 Segunda geração de diques

Dessa geração foram descritos diques de três principais litotipos: rochas basálticas com textura afanítica a fanerítica muito fina, traquíticas porfíricas (com fenocristais de feldspato alcalino e por vezes biotita) e lamprofíricas.

Na cachoeira da Lage (pontos PS-18, PS-19 e PS-20), onde afloram continuamente litologias sieníticas, foram encontrados diversos diques cortando essas rochas. O primeiro reconhecido tem 1,8 m de espessura, direção N60°E, e corresponde a uma rocha de textura fina composta principalmente por plagioclásio e clinopiroxênio (diabásio, figura 17a). Na mesma cachoeira foi observado outro dique, com espessura de 30 cm, direção N25°W, de rocha básica com textura afanítica. Mostra-se fraturado e com sienitos adentrando pequenas fraturas perpendiculares a sua direção; indicando contemporaneidade dos magmas (figura 17b). No ponto PS-17, foi reconhecido outro dique de litotipo semelhante, porém cortando tanto rochas gábricas como o embasamento. Uma amostra (PS-17 F) foi analisada em microscópio óptico e pode-se verificar composição basáltica para a rocha. A mineralogia é composta, em ordem decrescente de abundância, por plagioclásio, clinopiroxênio, anfibólio, biotita e minerais acessórios (opacos, epidoto e titanita); constituindo um diabásio.

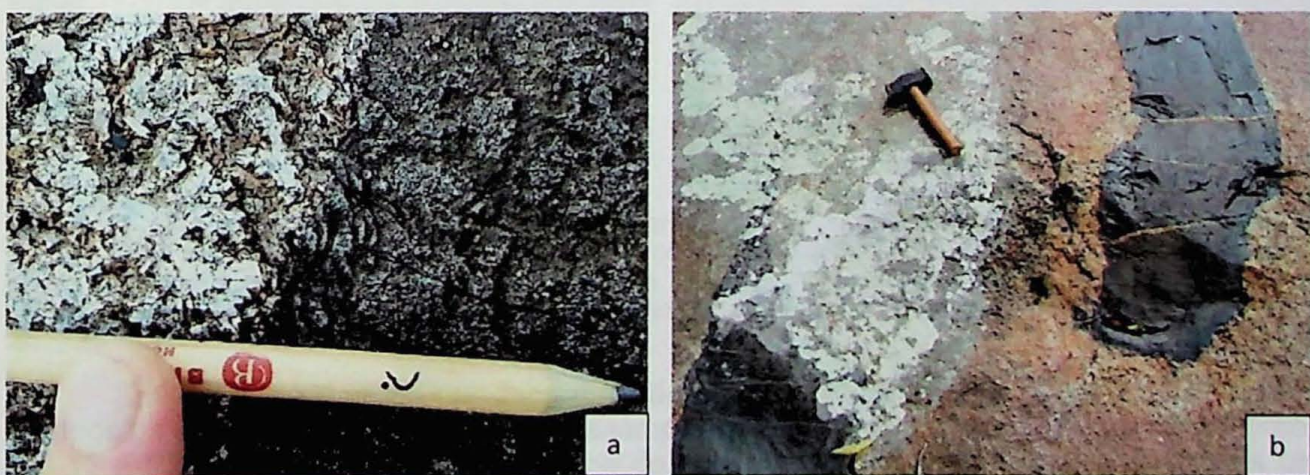


Figura 17 – a) Comparação entre a textura grossa do sienito à esquerda com a textura fina de um diabásio de dique à direita. b) Dique básico afanítico fraturado, com sienito adentrando suas fraturas.

No ponto PS-12 foi observado um dique de traquito porfírico, cortando o corpo gábrico. O dique possui espessura de 4 a 5 m e direção N68°E. A rocha contém fenocristais de feldspato alcalino com tamanhos de 0,2 a 1,5 cm distribuídos em matriz afanítica

acinzentada e orientados por fluxo magmático na mesma direção do dique (fig. 18a). Mais internamente nota-se a presença de outro dique com a mesma orientação, porém de matriz afanítica e alguns xenocristais de feldspato (fig. 18b). Em alguns locais o intemperismo destacou os fenocristais desse desse litotipo como visto na figura 18c. Litologias semelhantes foram descritas nos pontos PS-39 (fig.15) e PS-42, porém nesses pontos afloram cortando o embasamento e o corpo sienítico respectivamente. No ponto PS-39, esse litotipo é representado pelo dique mais novo, dadas as relações de corte e preenchimento, comprovando que representam a segunda geração de diques. Microsienitos sem textura porfírica também são comuns cortando as rochas sieníticas (fig. 18d).



Figura 18 – a) Detalhe da textura de dique de traquito porfírico cortando corpo gábrico e contendo fenocristais de feldspato com tamanho de 0,2 a 1,5 cm. b) Dique afanítico interno ao corpo anterior. Atentar para a orientação dos fenocristais com a mesma direção do dique e para a presença de xenocristais. c) Fenocristais de feldspato ressaltados pelo produto do intemperismo em rochas traquíticas (PS-24). d) Dique de microsienito cortando rocha sienítica.

Embora a bibliografia não faça menção à presença de rochas lamprofírica entre os litotipos da segunda geração de diques, exemplares são reconhecidos na região, nos pontos PS-12 e PS-47. No ponto PS-12, próximo de onde foi descrito o traquito porfírico, há um outro dique formando bolsões e ocupando fraturas nas rochas gábricas (fig. 19a). Em lâmina (PS-12 B) verificou-se que o litotipo assemelha-se ao do ponto PS-47, sendo compostos por uma matriz de composição basáltica e textura fanerítica muito fina e fenocristais de clinopiroxênio com tamanhos de 0,5-1,5 cm (fig. 19b). Os clinopiroxênios são Ti-augita mas também augita, configurando uma filiação alcalina para essas rochas.

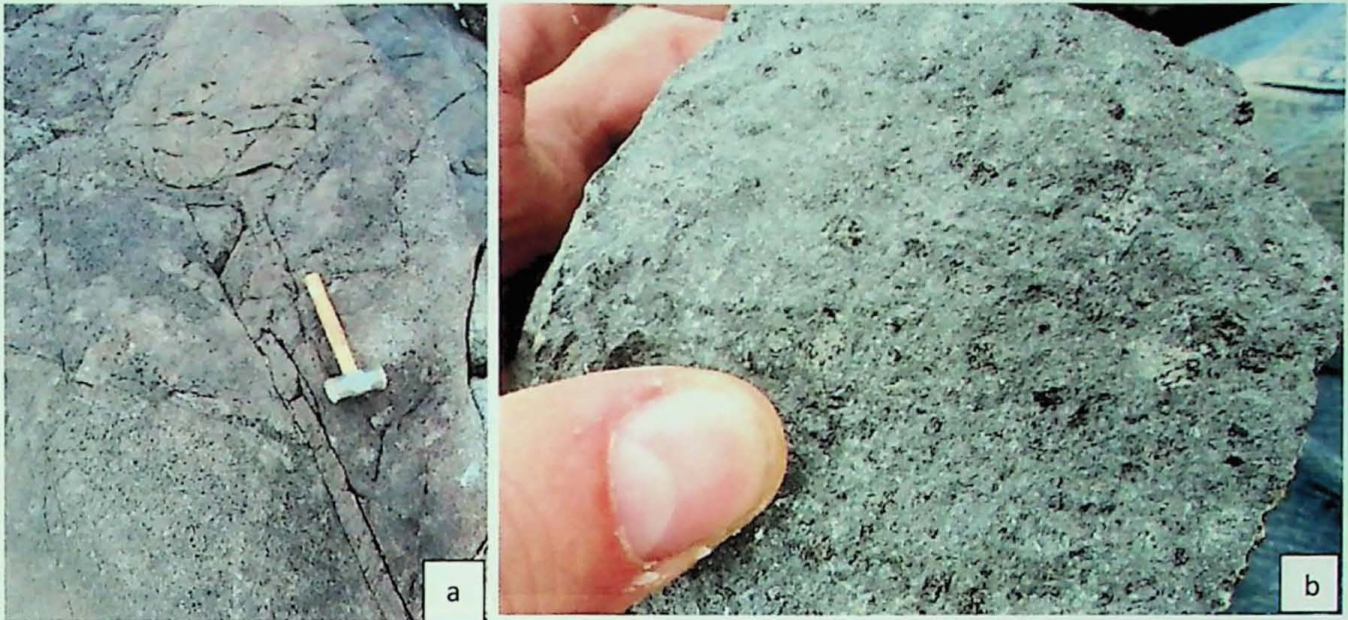


Figura 19 – a) Dique lamprofírico ocupando bolsão e fraturas das rochas gábricas no ponto PS-12. b) Aspecto textural de um lamprófiro que corta o embasamento no ponto PS-47.

7.5 Relações de contato entre as unidades mapeadas

7.5.1. Contato entre embasamento e complexo máfico-ultramáfico

O contato entre o embasamento e as rochas gábricas na área mapeada é reconhecido apenas na região costeira. Foram encontrados diversos afloramentos desse tipo (pontos PS-13, PS-17, PS-26, PS-34 e PS-36) quase todos em condições muito semelhantes.

As relações de contato são complexas, com feições e estruturas características, como, por exemplo, a presença de bolsões pegmatíticos (figs. 10a e 10b) que sempre ocorrem nos gabros próximos à região de contato, ou de diques máficos fraturados com fragmentos angulosos (figs. 20a e 20b).

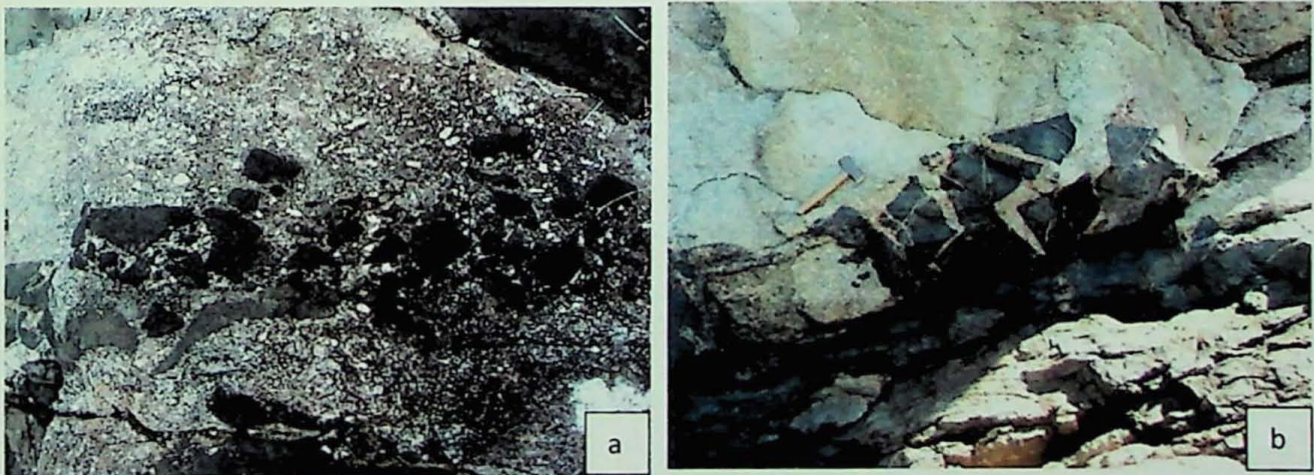


Figura 20 – a) Dique básico fraturado em meio a gnaisses do embasamento, próximo ao contato com os gabros. Ponto PS-13. b) Feição semelhante, ponto PS-16.

O melhor e mais elucidativo afloramento do contato é visível no ponto PS-17. Ali, ele é brusco e tão evidente que foi possível inclusive medir a sua atitude, N20°W/60°NE, semelhante à do acamamento gábrico determinado no mesmo local, N44°W/67°NE. Na região de contato, os porfiroclastos de feldspato dos gnaisses aparecem orientados seguindo a mesma direção do contato. Fragmentos angulosos de um litotipo inseridos no outro são comuns, como mostrado nas figuras 21a e 21b. Nesses xenólitos pode se observar feições que sugerem *magma mixing*, como no corpo com aproximadamente 2,5 m de largura de material acinzentado, rico em feldspatos e clinopiroxênios, que está inserido nos gnaisses do embasamento (fig. 21c). Tanto nos feldspatos desse corpo quanto nos dos gnaisses vizinhos foram observadas feições rapakivi e anti-rapakivi.

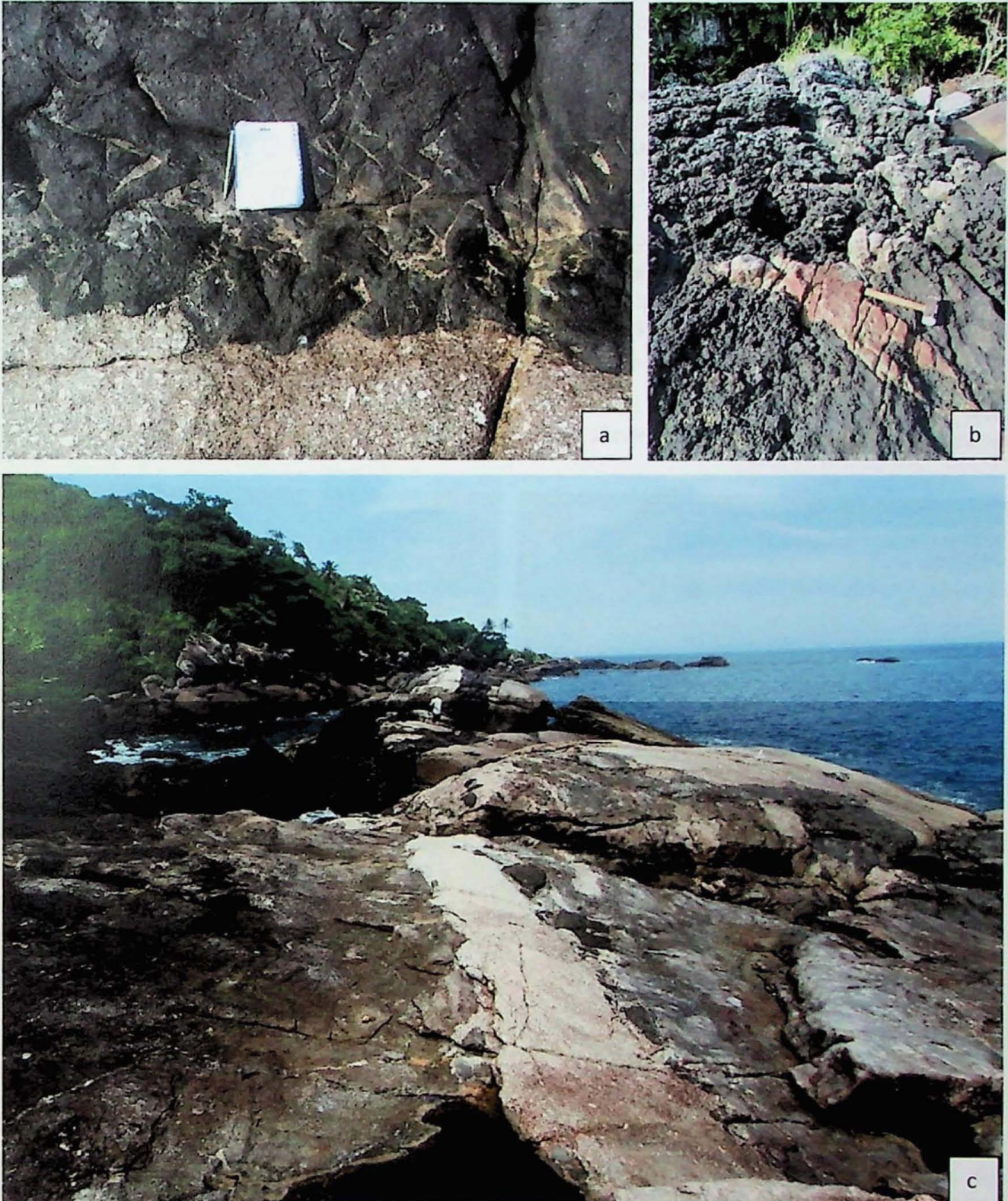


Figura 21 – a) Contato entre gabros e gnaisses. Gabro estilhaçado liberando fragmentos angulosos na matriz do gnaiss do embasamento. Ponto PS-17. b) Fragmento de rocha gnáissica incluído no gabro próximo à região de contato entre as duas rochas. Ponto PS-34. c) Visão geral do afloramento do ponto PS-17. Do lado esquerdo da foto está o gabro (rocha escura) e do lado direito o gnaiss do embasamento (rocha clara). Mais à direita do gnaiss claro está o corpo acinzentado com feldspatos rapakivi. Ao fundo, ao lado da pessoa na foto, aflora um dique básico fraturado cortando o embasamento; há alguns fragmentos desse dique ao lado do corpo acinzentado (pontos mais escuros) e no interior do corpo gábrico.

7.5.2. Contato entre o complexo máfico-ultramáfico e o Stock São Sebastião

O contato entre as rochas gábricas do complexo máfico-ultramáfico estratiforme e as rochas sieníticas do Stock de São Sebastião é mais raramente encontrado, sendo observado somente em seções partindo do nível do mar, e subindo pelas drenagens até as cotas mais elevadas; e como uma transição de litotipos observada por debaixo de blocos rolados, próximo à região onde sienitos estão em contato com o mar. Tal contato é descrito nos pontos PS-30, PS-32, PS-43 e PS-45.

Contudo, os contatos são de difícil análise pois encontram-se em cachoeiras, onde as rochas estão mais alteradas e recobertas por limo. Na realidade, o que se observa no campo ao subir as cachoeiras é uma transição abrupta das rochas gábricas, que vinham aflorando na região costeira, para rochas sieníticas. Porém algumas pistas sobre a relação entre elas foram notadas. Por exemplo ainda no domínio dos gabros, pouco antes da transição para os sienitos, é comum a presença de veios e venulações de composição e textura muito semelhantes às das rochas sieníticas cortando os gabros (figs. 22a e 22b). Esta seria uma evidência que os sienitos do Stock de São Sebastião são intrusivos nos gabros do complexo máfico-ultramáfico estratiforme.



Figura 22 – a) Rocha sienítica esverdeada na forma de pequeno veio à esquerda e gabro de coloração escura à direita. b) Vênula sienítica (coloração amarelada) cortando rocha gábrica (coloração preta).

8. PETROGRAFIA GERAL

Nesse capítulo será abordado a petrografia geral das rochas amostradas na região, com estimativa visual das proporções e sequência de cristalização dos minerais e classificação das rochas em diagrama QAP. Foram coletadas mais de uma centena de amostras das quais foram selecionadas trinta e uma para a análise em lâminas petrográficas, a fim de melhor caracterizar os aspectos textural e químico dos litotipos.

8.1. Embasamento pré-cambriano

Sobre as rochas dessa unidade, foi realizada a análise petrográfica de apenas uma amostra típica (PS-06) que representaria todo o conjunto de rochas do embasamento que aflora nessa região. Foi feita a caracterização textural e composicional dessa rocha. Além dessa foi também realizada a análise das amostras PS-34 B, PS-17 A e PS-17 B, provenientes das zonas de contato com os gabros, na tentativa de observação de feições típicas de contato.

No campo e em amostras de mão o embasamento apresenta estrutura bandada, por vezes milonitizada; alternando bandas métricas quartzo-feldspáticas de granulação média equigranulares, com bandas de composição granítica porfiroclástica de espessuras também

métricas; e bandas menos espessas, centimétricas a milimétricas, máficas, onde concentram-se biotitas. O índice de máficos está por volta dos 5% na rocha como um todo.

Em escala microscópica se observa uma foliação marcada por níveis de quartzo estirados e biotitas intersticiais orientadas e concentradas em níveis. A textura é granoblástica na maior porção da lâmina, mas é lepidoblástica nos níveis onde se concentram biotitas. A composição é granítica com aproximadamente 35 % (em volume) de quartzo, 31 % de feldspato alcalino, 27 % de plagioclásio, 6 % de biotita e alguns poucos cristais opacos.

O quartzo das amostras apresenta-se estirado e em fita (0,2-0,8 mm), concentrando-se em alguns níveis com extensão lateral contínua (fig. 23). A maioria dos grãos apresenta extinção ondulante. Em algumas regiões da lâmina pode-se observar plagioclásios com quartzo intercrescidos na forma de vermes, caracterizando mirmequitas.

O feldspato alcalino aparece com textura granoblástica (0,2-1 mm), com sua superfície levemente alterada. Está também deformado e alongado no sentido da foliação. Alguns cristais apresentam geminação Carlsbad.

O plagioclásio também é granoblástico (0,2-0,8 mm) com sua superfície levemente alterada. Apresenta geminação da Lei da Albita, e alguns raros cristais também geminação Carlsbad. Os teores de anortita estão por volta de An₆₀₋₆₅, caindo no campo da labradorita.

A biotita apresenta textura lepidoblástica (0,05-0,4 mm) e pleocroísmo do amarelo ao marrom-esverdeado. Os cristais estão orientados no plano da foliação e concentram-se intersticialmente os minerais félsicos em níveis mais ricos nesse mineral.

Os poucos cristais opacos são subidiomórficos (0,05-0,2 mm) e ocorrem associados às biotitas, por vezes circundados por esses minerais.

Com essas observações pode se classificar o embasamento genericamente como gnaisses bandados de composição granítica.

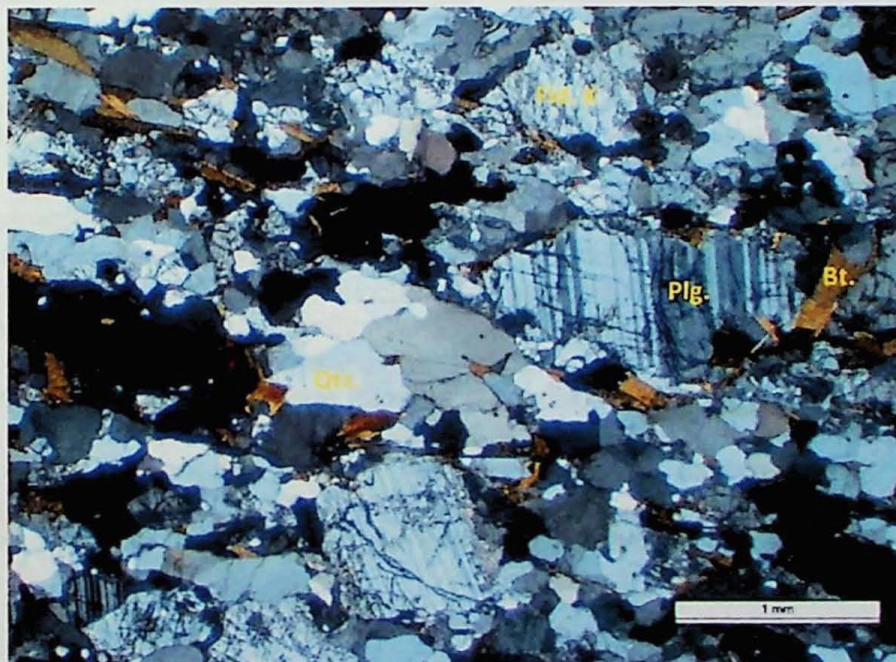


Figura 23 – Aspecto geral de um gnaíse do embasamento. Atentar para o nível de quartzo alongado no centro e as biotitas intersticiais. O plano de foliação tem direção E-W na foto. Lâmina PS-06, gnaíse bandado, com polarizadores cruzados.

A amostra PS-17 A foi coletada de uma porção porfiroblástica do embasamento gnáissico imediatamente ao lado do contato com a intrusão gábrica. A amostra possui a mineralogia semelhante a PS-06, porém essa amostra contém anfibólio com pleocroísmo do bege a verde-amarronzado, clinopiroxênio de coloração bege em tons pastéis e apatita de hábito hexagonal. Os megacristais são de plagioclásio com teores de anortita por volta de An_{55-60} . O que se destaca nessa amostra são texturas anômalas nos minerais félsicos. Além de abundantes texturas microgranofírica e mirmequítica (fig. 24a), os feldspatos também aparecem com contatos quase indefinidos entre si, e com uma porção de nódulos em seus interiores, como “bolinhas” preto e brancas (fig. 24b). Essa feição indica que houve fusão parcial dessas rochas, mostrando que na colocação do magma gábrico (mais quente) parte do embasamento atingiu temperaturas de fusão e posteriormente recristalização. Os anfibólios vistos nessa amostra, e não registados nas demais, também devem ser produto de reações com o corpo intrusivo.

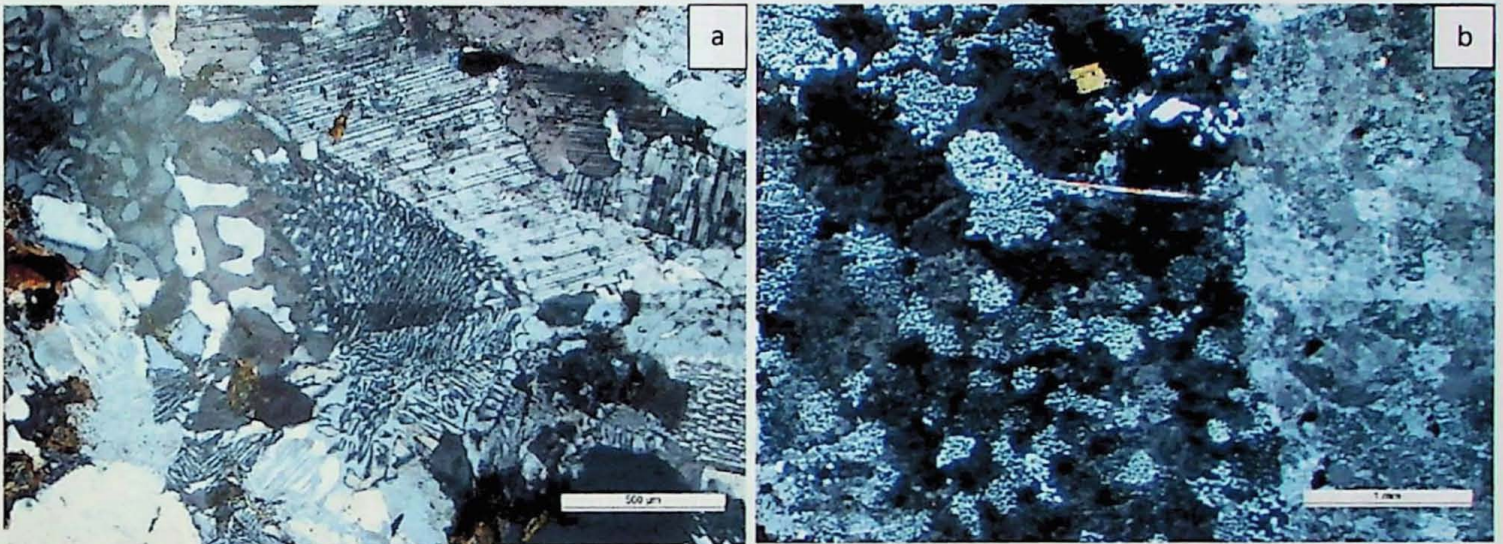


Figura 24 – a) Texturas microgranofíricas, mirmequíticas e alguns plagioclásios. Lâmina PS-17 A, gnaisse porfiroclástico ao lado do contato com o corpo gábrico, com polarizadores cruzados. b) Intercrescimentos de quartzo e feldspatos, sugestivo de processos de fusão parcial seguida por recristalização. Lâmina PS-17 A, com polarizadores cruzados.

Próximo ao contato de onde foi coletada a amostra PS-17 A, no interior do corpo gnáissico, haviam diversos enclaves máficos de dimensões métricas, amorfos e com contatos irregulares. De um desses corpos foi coletada a amostra PS-17 B. Em lâmina o que se observa é uma rocha de composição granítica, mas com índice de cor um pouco mais elevado (em torno dos 15%), dado à presença de anfibólios de pleocroísmo em tons de verde, clinopiroxênio augítico de cor bege, biotitas pleocróicas do amarelo ao marrom-acastanhado e minerais opacos. O que se destaca na textura dessa amostra são megacristais de plagioclásio (0,8-15 mm) envoltos por feldspato alcalino, caracterizando uma textura *anti-rapakivi* (fig. 25) que é também observada em escala de amostra de mão, mostrando instabilidade química. Texturas microgranofíricas e mirmequíticas também são comuns nessa lâmina.

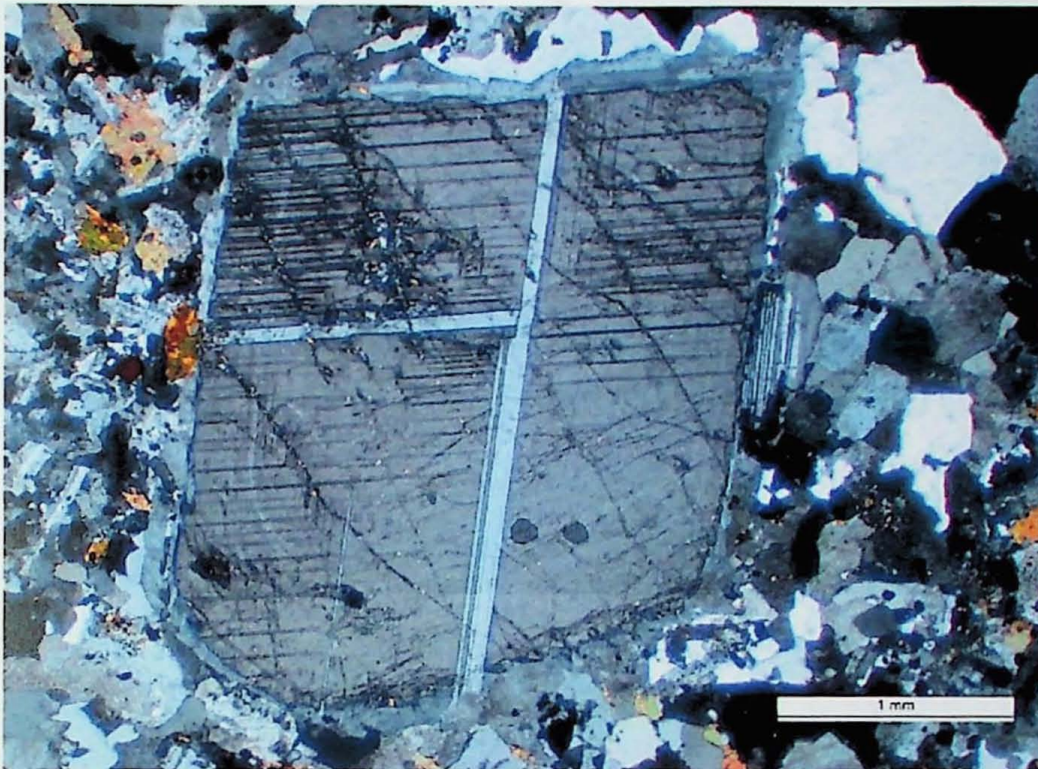


Figura 25 – Megacristal de plagioclásio com bordas de feldspato alcalino (textura *anti-rapakivi*). Também visíveis cristais de biotita, à esquerda. Lâmina PS-17 B, corpo máfico em meio ao gnaiss do embasamento, ao lado do contato com o corpo gábrico, com polarizadores cruzados.

A amostra PS-34 B foi coletada em um enclave no interior de rochas gábricas em outra zona de contato. A assembleia mineralógica se aproxima mais à dos gabros, mas a presença de quartzo mostra que há também minerais provenientes das rochas do embasamento. Como na amostra PS-17 B, as feições texturais e a assembleia mineralógica mostram que nas zonas de contato há assimilação de um litotipo pelo outro. Assim pode-se concluir que na colocação da intrusão gábrica parte do embasamento sofreu fusão parcial, podendo ocorrer *magma mixing* na interface de contato.

8.1.1 Estimativa visual e classificação

A estimativa visual entre as proporções minerais foi efetuada somente para a amostra PS-06 (fig. 26), pois é a mais representativa das rochas do embasamento vistas no campo. A partir do dado modal aproximado foi construído um diagrama QAP que classificou o magma dessa rocha como monzo-granítico (fig. 27).

| Lâmina | Mineral | | | | | |
|--------|---------|--------------------|--------------|---------|--------|---------------|
| | Quartzo | Feldspato alcalino | Plagioclásio | Biotita | Opacos | Índice de cor |
| PS-06 | 35 | 31 | 27 | 6 | 1 | 7 |

Figura 26 – Dados de estimativa visual entre as proporções minerais para rochas do embasamento. Valores em porcentagem.

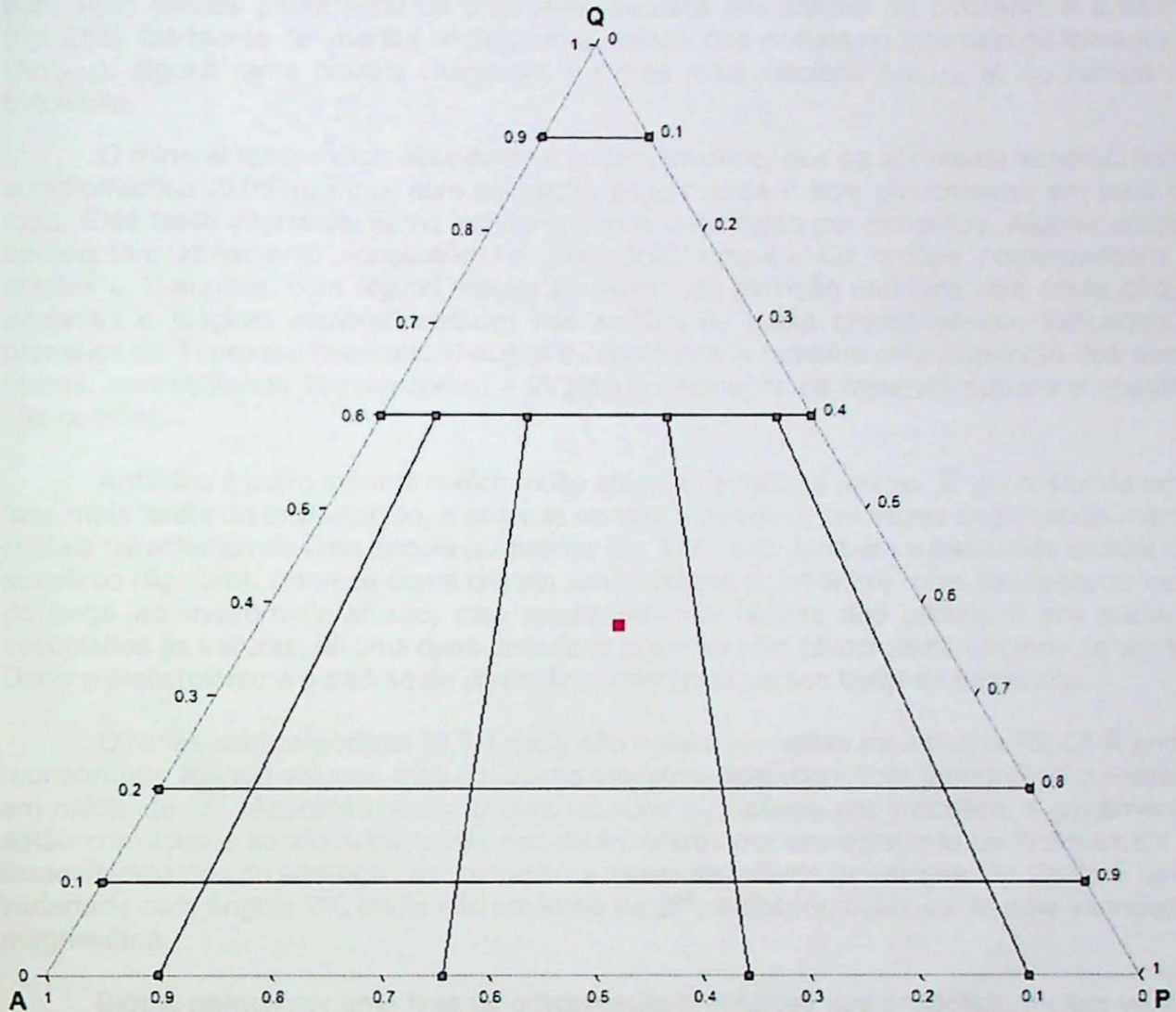


Figura 27 – Diagrama QAP da I.U.G.S. (Streckeisen 1976) para os dados de estimativa visual entre as proporções mineralis da amostra PS-06 (ponto vermelho plotado no diagrama), classificando o magma dessa rocha como monzo-granítico.

8.2. Rochas gábricas

Foram descritas nove amostras de rochas gábricas e suas variedades, buscando uma amostragem representativa de diferentes zonas da câmara magmática que gerou essas rochas.

As amostras analisadas macro e microscopicamente foram: PS-08 A, PS-12 B, PS-17 D, PS-26 B e PS-34 A, relativas a gabros acamadados de diferentes níveis; PS-11 C e PS-17 H de bolsões pegmatíticos dos gabros próximos aos contatos; PS-17 G a uma porção mais cumulática, na base da câmara; e PS-31 de um xenólito extraído de um bloco rolado de sienito.

De modo geral, em escala macroscópica as amostras de gabros têm granulação média e cores escuras escuras, por vezes com finas bandas milimétricas em que se concentram plagioclásio ripiforme branco. Em amostras de mão o acamadamento não é tão expressivo, configurando uma estrutura maciça. A textura é aparentemente equigranular e o índice de cor está por volta de 30%, variando dependendo do nível em que a amostra foi coletada.

Microscopicamente o que se observa nessas rochas, é uma trama dominada por plagioclásios ripiformes orientados em meio a minerais máficos intersticiais e poiquilíticos.

Plagioclásio é o único mineral félsico encontrado nessas rochas. São cristais ripiformes (0,5-5 mm) idiomórficos, com a geminação da Lei da Albita e mais raras geminações Carlsbad. Na maioria das lâminas apresentam-se orientados e concentrados em pequenos níveis com continuação lateral interrompida em muitos casos. Apresentam textura subofítica e ofítica,

com seus cristais penetrando ou totalmente inclusos em cristais de piroxênio e anfibólio (fig. 28a). Os teores de anortita configuram a maioria dos cristais no intervalo da labradorita (An_{52-65}), alguns raros cristais chegavam a teores mais cálcicos An_{68-73} , já no campo da bytownita.

O mineral máfico mais abundante é o clinopiroxênio, que se apresenta xenomórfico a subidiomórfico (0,05-10 mm), com coloração bege-rosada e leve pleocroísmo em tons de rosa. Está tanto intersticial como incluso e sendo substituído por anfibólios. Alguns cristais apresentam zonamento concêntrico, e geminação simples. Os cristais correspondem a augitas e Ti-augitas, com alguns cristais apresentando extinção anômala com cores cinza-azuladas e isóginas azuis-amareladas nas seções de baixa birrefringência, indicando a presença de Ti nesses minerais. Ti-augita é caracterizada também pela dispersão dos eixos ópticos, apresentando $2V_z(\text{vermelho}) > 2V_z(\text{azul})$. Inclusões de minerais opacos e apatitas são comuns.

Anfibólio é outro mineral máfico muito abundante nessas rochas. É um cristal de uma fase mais tardia da cristalização, e aparece sempre intersticial, por vezes englobando outros cristais caracterizando uma textura poiquilítica (fig. 28c), mas também substituindo cristais de piroxênio (fig. 28b). Aparece como cristais xenomórficos (0,1-15mm), com pleocroísmo indo do bege ao marrom-alaranjado, mas localmente nas bordas dos cristais e em núcleos associados às fraturas, há uma outra variedade posterior com pleocroísmo em tons de verde. Dado o pleocroísmo e o padrão de cores de interferência parece tratar de kaersutita.

Olivinas subidiomórficas (0,5-1 mm), são mais abundantes na amostra PS-08 A onde representam 8% em volume, mas em outras amostras aparecem com proporções menores, em média de 2%. Aparecem como cristais isolados ou inclusos em anfibólios, e geralmente estão corroídas e sendo substituídas nas microfraturas por um agregado de filossilicatos e óxidos/hidróxidos de alteração de coloração amarelo-alaranjada (bowlingita, fig. 28 d). É uma variedade com ângulo $2V_z$ muito alto em torno de 85° , indicando tratar-se de uma variedade magnesiânica.

Biotita parece ser uma fase de cristalização simultânea aos anfibólios, muitas vezes com contatos retos com esses cristais e também sobrecrecendo os outros cristais com textura poiquilítica em muitas regiões. Apresenta pleocroísmo do amarelo-acastanhado ao vermelho escuro.

Os minerais opacos são xenomórficos a subidiomórficos (0,3- 2mm) e estão tanto inclusos em piroxênios e anfibólios como em cristais isolados. Devem corresponder a magnetitas e ilmenitas, com magnetismo observado em campo.

As amostras são ricas em apatita (0,5-2 % em volume), que aparece inclusa em quase todas os minerais da assembleia. São tipicamente idiomórficas com hábito hexagonal (0,05-0,35 mm).

Muitos cristais apresentam-se substituídos por diversos minerais pós-magmáticos, como carbonatos, epídotos, serpentinas e cloritas. Esses minerais aparecem na superfície dos minerais preexistentes e muitas vezes associados a microfraturas. Por vezes formam agregados fibrorradiados.

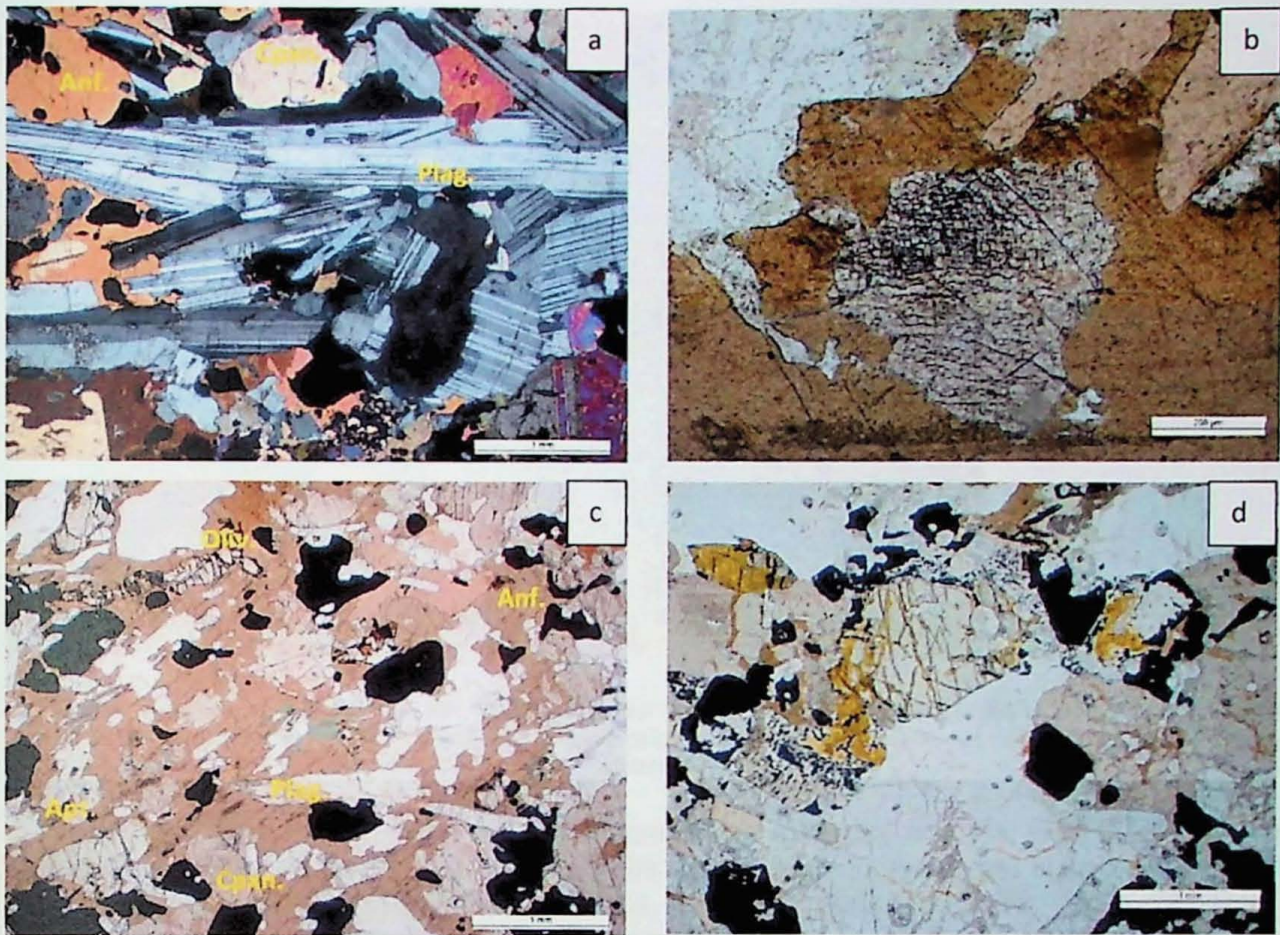


Figura 28 – a) Nível rico em plagioclásio orientado com textura subóptica em alguns pontos. Na porção esquerda da foto também é possível observar um cristal de clinopiroxênio sendo substituído por anfibólio kaersutítico. Lâmina PS-08 A, gabro acamadado, com polarizadores cruzados. b) Clinopiroxênio sendo em seção basal sendo substituído por anfibólio kaersutítico. Lâmina PS-12 B, gabro acamadado cortado por dique, com luz plano polarizada. c) Kaersutita com textura poiquilítica, englobando diversos cristais. Lâmina PS-08 A, com luz plano polarizada. d) Olivina e seus pseudomorfos, sendo substituídos por bowlingita. Lâmina PS-34 A, gabro acamadado ao lado do contato com o embasamento, com luz plano polarizada.

As amostras PS-11 C e PS-17 H, relativas a bolsões pegmatíticos, comuns das regiões próximas ao contato com o embasamento, possuem mineralogia e química muito semelhante à dos restantes dos gabros, destacando-se somente pela textura muito mais grossa. No campo, nesses pegmatitos foram descritos plagioclásios e piroxênios decimétricos, e em lâmina apatitas com até 3 mm. Também estão presentes olivinas e biotitas.

A amostra PS-17 G em escala de macroscópica parece representar um piroxenito, dado à granulação muito grossa onde identifica-se somente os piroxênios. Entretanto em escala microscópica o que se observa é uma rocha porfírica, com megacristais de clinopiroxênio (5-15 mm) em meio a uma matriz composta por finos cristais de plagioclásio e biotita, clinopiroxênio mais fino e pedaços de olivina de fase *inter cúmulo* (fig. 29). Os clinopiroxênios dos fenocristais parecem ser augitas, com alguns poucos cristais de Ti-augita. Eles apresentam-se com bordas corroídas que liberam fragmentos pequenos desses cristais para a matriz. Nas bordas também observa-se certo aspecto poiquilítico, com inclusões de pequenos cristais de plagioclásio, opacos e biotita. Alguns desses cristais apresentam zonamento concêntrico. A matriz caracteriza-se essencialmente por cristais pequenos de plagioclásio ripiforme de dispersão caótica, mas também por fragmentos de piroxênio e olivina; bem como biotita de pleocroísmo do amarelo claro ao vermelho escuro. A composição dessa amostra a classifica genericamente como um gabro ortocumulático.

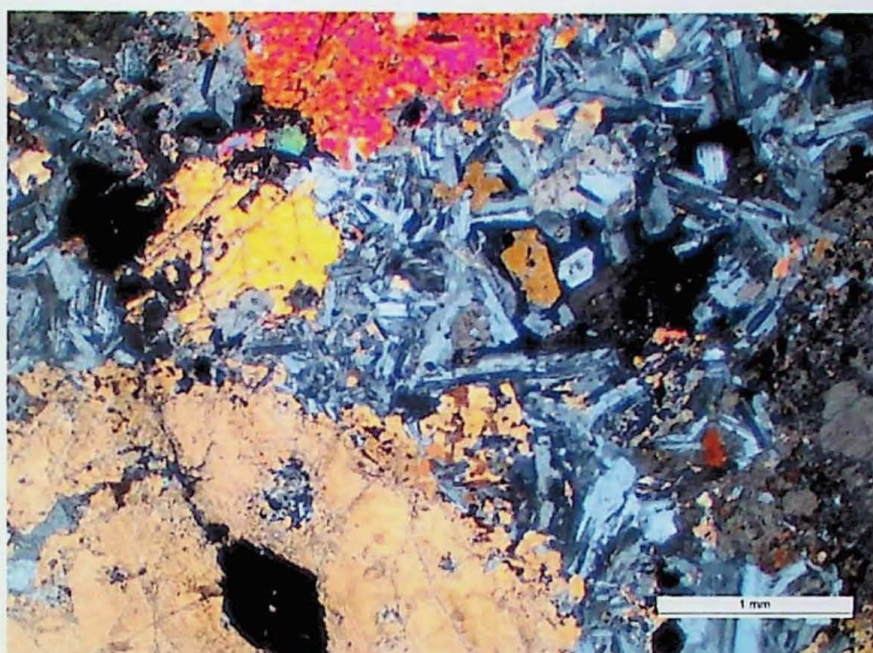


Figura 29 – Cristais cumuláticos de augita, com bordas poiquilíticas de cristalização simultânea entre os megacristais cumuláticos de clinopiroxênio e plagioclásio do líquido intercumulus, aprisionado entre os grandes cristais. Lâmina PS-17 G, gabro cumulático, com polarizadores cruzados.

A amostra PS-31, relativa a um xenólito encontrado em um sienito rolado, tem composição muito semelhante à dos restantes dos gabros, contendo em ordem decrescente de abundância: plagioclásio, augita, opacos, anfibólio, olivina e biotita. Texturalmente a amostra é um pouco diferente. A trama é composta por plagioclásios de dispersão caótica; e cristais de piroxênio, olivina e opacos manteados por anfibólio de variedades com pleocroísmo do alaranjado ao marrom (kaersutita) e outra com pleocroísmo em tons de verde. Quase todos os cristais de máficos aparecem sendo circundados por esses anfibólios.

8.2.1. Estimativa visual e sequência de cristalização

A seguir é apresentada a tabela reunindo dados de estimativa visual das proporções minerais para as rochas gábricas (fig. 30). Como o único mineral félsico presente em todas as amostras é o plagioclásio, todas elas plotam no vértice P do diagrama QAP, correspondendo a magmas de composição gábrica.

| Lâmina | Mineral | | | | | | | | | | |
|---------|--------------|---------|----------------|-----------|---------|---------|---------|--------|------------|---------------|----|
| | Plagioclásio | Quartzo | Clinopiroxênio | Anfibólio | Biotita | Olivina | Apatita | Opacos | Acessórios | Índice de cor | |
| PS-08 A | 40 | 0 | 35 | 14 | 1 | | 8 | < 1 | 2 | < 1 | 60 |
| PS-11 C | 77 | 0 | 11,5 | 4 | 2 | | 1 | 0,5 | 4 | < 1 | 23 |
| PS-17 G | 22 | 0 | 77 | 0 | 0,5 | | 0,5 | < 1 | < 1 | < 1 | 78 |
| PS-17 H | 34 | 0 | 42 | 9 | 4 | | 3 | 1 | 7 | < 1 | 66 |
| PS-26 B | 40 | 0 | 22 | 30 | 2 | | 2 | 1 | 3 | < 1 | 60 |
| PS-31 | 39 | 0 | 41 | 15 | 1 | < 1 | | < 1 | 4 | < 1 | 61 |
| PS-34 A | 35 | 0 | 31 | 15 | 10 | | 4 | 3 | 2 | < 1 | 65 |
| PS-12 B | 52 | 0 | 34 | 11 | < 1 | | 1 | 2 | < 1 | < 1 | 48 |
| PS-17 D | 51 | 0 | 37 | 7 | 1 | | 1 | 2 | 1 | < 1 | 49 |

Figura 30 – Dados de estimativa visual entre as proporções minerais para as rochas do complexo máfico-ultramáfico. Valores em porcentagem.

A sequência de cristalização, apresentada a seguir, foi interpretada a partir da observação das relações texturais entre os minerais, definindo três estágios de cristalização: magmático, tardi-magmático e pós-magmático (fig. 31).

| Minerais | Estágios | | |
|----------------|-----------|-----------------|---------------|
| | magmático | tardi-magmático | pós-magmático |
| Plagioclásio | ----- | ----- | |
| Clinopiroxênio | ----- | ----- | |
| Anfibólio | | ----- | |
| Olivina | ----- | ----- | |
| Biotita | | ----- | |
| Opacos | ----- | | |
| Apatita | ----- | | |
| Clorita | | | ----- |
| Epidoto | | | ----- |

Figura 31 – Tabela com ordem de cristalização mineral sugerida.

8.3. Sienitos

Foram descritas e analisadas sete amostras de sienitos e suas variedades, buscando uma amostragem que abrangesse diferentes porções da câmara magmática que gerou essas rochas.

As amostras analisadas em escala macro e microscópica foram: PS-01 A, PS-20, PS-22, relativas ao interior do corpo sienítico; as amostras PS-32 C, PS-41 B e PS-42 A são amostras da zona próxima ao contato com os gabros; e a amostra PS-32 C relativa a uma vênula sienítica que corta o gabro próximo à zona de contato.

Em escala macroscópica as rochas sieníticas, quando frescas, têm coloração verde escura, com textura fanerítica inequigranular seriada e granulação média a grossa, com a grande maioria dos cristais compostos por feldspato alcalino que chegam até os 4-5 cm. O índice de cor varia e está entre 2-10%. Variedades de sienito mais finas, com aspecto traquitóide também foram descritas nas regiões próximas ao contato com os gabros acamadados.

Em escala microscópica observa-se que as amostras de sienitos são mineralogicamente similares, compostos essencialmente por feldspato alcalino, clinopiroxênio e anfibólio sódico-cálcico.

Os feldspatos alcalinos apresentam-se subidiomórficos a idiomórficos, com hábito tabular e dimensões que variam entre 0,2-6 mm. A geminação típica é a Carlsbad, mas localmente há também albitas puras que são ora límpidas ora com geminação da Lei da Albita. A maioria dos cristais apresenta lamelas de exsolução de albita em filmes subparalelos e de direção ortogonal à direção de maior alongação dos cristais, talvez refletindo algum esforço sobre os cristais. Os contatos entre os grãos de feldspato estão por vezes interpenetrados e apresentam textura *swaped-rims*, com pequenos nódulos albiticos acompanhando os contatos (fig. 32d). Exclusivamente na amostra PS-41B, a única de um microsienito porfírico, pode-se observar nos fenocristais de feldspato alcalino um aspecto zonado, onde as lamelas concentram-se nas bordas e o núcleo apresenta-se mais homogêneo, com poucas lamelas.

As lâminas em geral são pobres em quartzo, sendo esse mais abundante na lâmina PS-32 C, onde chega a ter 10% do volume total, nas restantes aparece com 0,5-2%. Os cristais aparecem mais comumente intersticialmente, mas também associados a pequenas fraturas. São cristais límpidos, xenomórficos, e de extinção homogênea a levemente ondulante (fig.32d).

Os minerais máficos, nas amostras analisadas, tendem a se reunir em agregados que se destacam da matriz feldspática, contendo cristais de clinopiroxênio, anfibólio, olivina,

biotita, opacos e minerais acessórios. O mineral máfico mais comum nas lâminas é um clinopiroxênio prismático idiomórfico a xenomórfico, de dimensões entre 0,05-5 mm. Tipicamente aparecem zonados, com núcleo em tons de bege pastéis e bordas com pleocroísmo do bege ao verde escuro (fig. 32b). Esses núcleos correspondem a augitas ($z^c \sim 43-45^\circ$), e as bordas composições mais hedenbergíticas ($z^c \sim 48^\circ-50^\circ$). Esses cristais aparecem tanto intersticiais na matriz como inclusos e se sendo substituídos por cristais de anfibólio.

Nas lâminas analisadas observou-se pelo menos três tipos de anfibólios, sendo um (o mais comum) relativo ao estágio magmático e os outros dois a estágios pós-magmáticos. O anfibólio magmático ocorre como cristais idiomórficos a xenomórficos (0,01-3,5 mm) de pleocroísmo do castanho amarelado ao verde acastanhado. Estão tanto dispersos na matriz como envoltos e substituindo cristais de clinopiroxênio que aparecem com bordas cominuídas (fig. 32a). Trata-se de uma variedade cálcica ou sódico-cálcica. Os anfibólios pós-magmáticos são raros, mas apresentam coloração verde clara pouco pleocróica e aspecto fibroso, a primeira variedade, e ausência de coloração e hábito prismático a segunda.

Olivina faialítica ($2V_x \sim 60-70^\circ$) é outro mineral máfico comum nas lâminas, só não está presente na lâmina PS-32 E. Aparece nos agregados máficos como inclusões nos clinopiroxênio e anfibólios, mas também como cristais subidiomórficos destacados. Está sempre sendo substituída parcial ou totalmente por um material isotrópico de cor amarelo-alaranjada (bowlingita, fig. 32c). Compõem por volta de 1-7% do volume dessas rochas.

Biotita que também aparece nos agregados máficos, são de uma fase mais tardia da cristalização magmática. Aparecem como pequenos cristais nas bordas de cristais dos agregados máficos, com pleocroísmo do bege ao vermelho escuro / marrom. Cristais maiores aparecem em assembleias de alteração pós-magmática, juntamente com carbonatos, serpentinas e outros minerais.

Minerais opacos idiomórficos a subidiomórficos (0,5-4 mm), provavelmente correspondem a magnetitas. Aparecem tanto isolados como inclusos nos clinopiroxênios e anfibólios, e também possuem apatitas inclusas.

As lâminas de maneira geral apresentam uma grande assembleia de minerais acessórios. O mais abundante deles é a apatita, que aparece em todas as amostras, com hábito hexagonal (0,05-1mm). Geralmente aparecem inclusas nos minerais máficos.

Chevkinita é outro mineral acessório comum nas lâminas, apesar de pouco expressivo volumetricamente. Aparece como pequenos cristais, normalmente próximo ou incluso nos minerais máficos, com pleocroísmo do vermelho ao quase opaco.

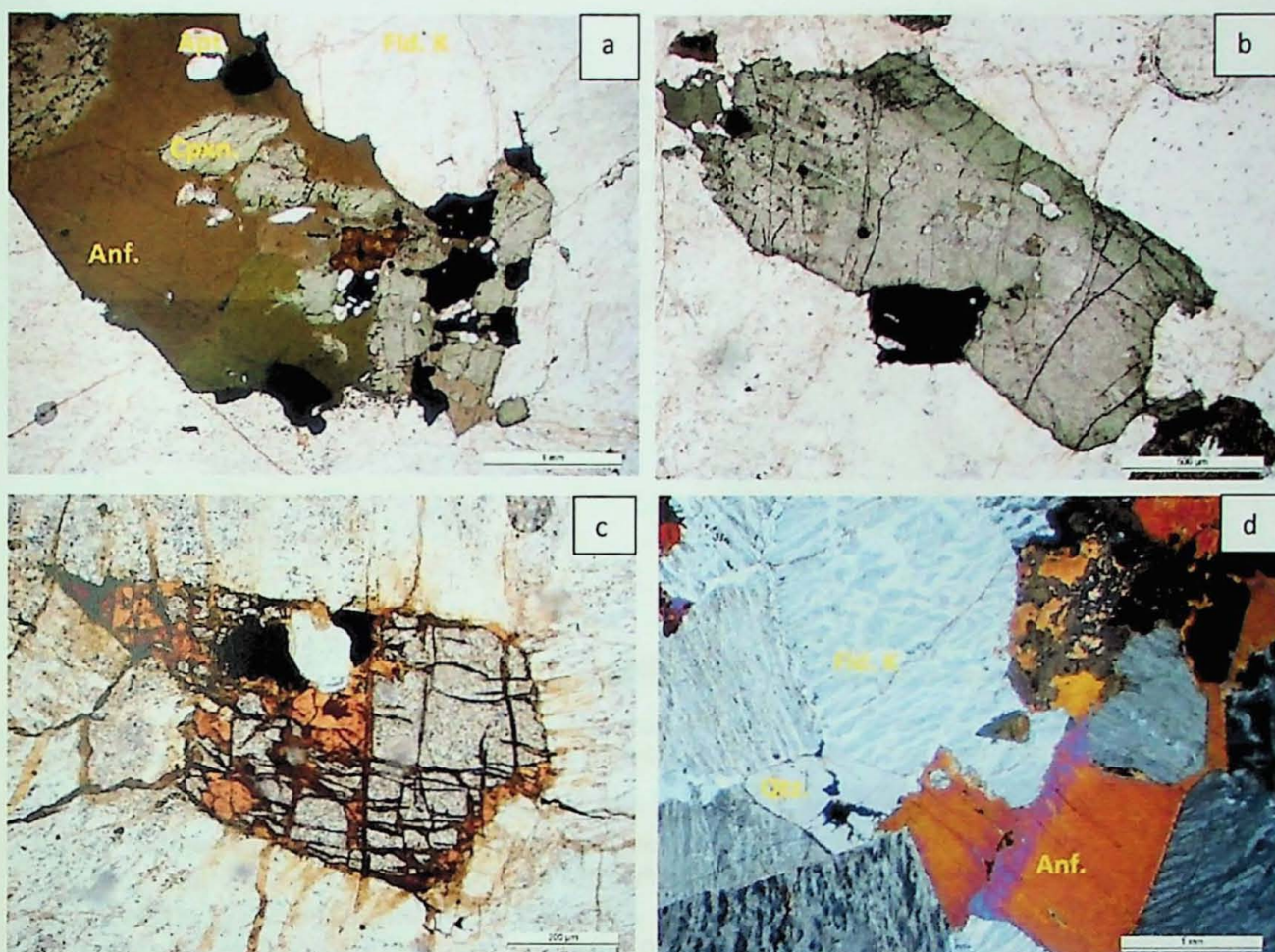


Figura 32– a) Anfibólio substituindo cristais de clinopiroxênio e com inclusões de apatita, clinopiroxênio, opacos e um possível pseudomorfo de olivina. Lâmina PS-01 A, sienito, com luz plano polarizada. b) Cristal prismático zonado de clinopiroxênio, núcleo corresponde à augita e borda à hederbergita. Lâmina PS-22, sienito, com luz plano polarizada. c) Cristal de olivina faialítica sendo substituída por bowlingita em microfraturas e contendo apatita e opaco inclusos. No canto extremo superior esquerdo do cristal há também a presença de um cristal de chevkinita. Lâmina PS-20, sienito, com luz plano polarizada. d) Aspecto geral de rocha sienítica; com a presença de feldspatos alcalinos com lamelas de exsolução de albita e textura *swaped-rims* nos contatos entre si; grão de quartzo intersticial e anfibólio englobando outros minerais. Lâmina PS-01 A, com polarizadores cruzados.

Embora mineralógica e texturalmente semelhantes às demais amostras, vale uma ênfase para as PS-32 E e PS-41 B, pois são diferenciadas, sendo correspondentes de vênulas que cortam o gabro, no primeiro caso, e de microssienitos da zona próxima ao contato com os gabros, no segundo caso.

A amostra PS-32 E é composta por 90% (em volume) de feldspato alcalino, com as mesmas texturas das demais lâminas, como as lamelas de exsolução de albita e a textura *swaped-rims*. O que diferencia essa lâmina das demais, são os minerais máficos e acessórios. Não há a presença de anfibólios nessa amostra, e os clinopiroxênio (5% em volume) são de uma outra variedade, com pleocroísmo do verde-amarelado ao verde escuro forte. Trata-se de uma egrina-augita / egrina ($z^c \sim 83-88^\circ$). Titanita, que nas outras amostras aparece raramente, com expressões diminutas, nessa amostra aparece como cristais subidiomórficos a idiomórficos com 2% em volume (fig. 33). Essa titanita aparece tanto inclusa como próxima ao clinopiroxênio, juntamente com chevkinita e opacos. Uma possível hipótese é de que essa amostra represente uma fase residual do magma sienítico que percola fraturas e adentram nos gabros anteriores. Nesse magma residual concentram-se elementos incompatíveis e a composição dos piroxênios é mudada para a de uma fase mais diferenciada.

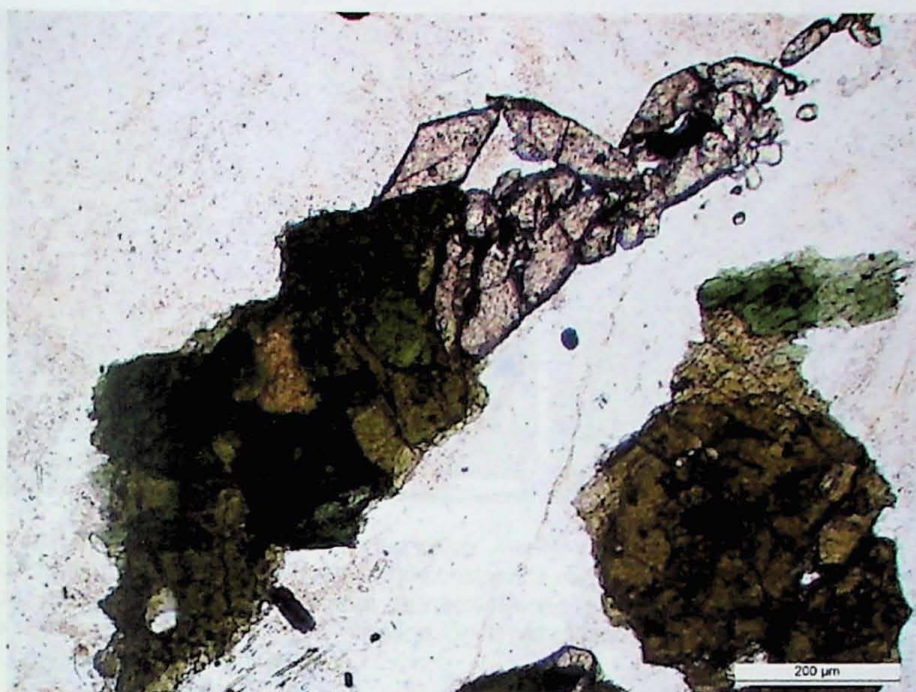


Figura 33 – Cristais de egrina-augita com pleocroísmo do verde-amarelado ao verde escuro associados às titanitas idiomórficas. Lâmina PS-32 E, sienito em fratura de rocha gábrica, com luz plano polarizada.

As amostras PS-41 B e PS-42 A são as únicas de microssienito (traquito) das quais foram feitas análises microscópica e que afloram como corpos e não em diques. Quimicamente as amostras são muito semelhantes às restantes, sendo a principal diferença os aspectos texturais. É uma rocha porfírica, onde a matriz é composta por cristais ripiformes de feldspato alcalino (0,2-1 mm) e alguns pequenos cristais prismáticos de clinopiroxênio augítico (0,02-0,7 mm) e fenocristais também de feldspato alcalino (1-5 mm). Na lâmina PS-41 B os feldspatos alcalinos da matriz e as bordas dos fenocristais apresentam lamelas de exsolução de albita, com filmes ortogonais à direção de maior alongação dos cristais (fig. 34a). Na lâmina PS-42 A observou-se uma composição um pouco mais rica em minerais máficos, contendo cristais maiores de augita, biotita e olivina faiáltica, além de chevkinita acessória; e ausência de megacristais de feldspato alcalino (fig. 34b). A textura traquítica, dada por um fluxo magmático caótico que orienta os cristais ripiformes de feldspato e clinopiroxênio da matriz em várias direções e os amolda entorno dos fenocristais, só foi observada na amostra PS-41 B. Como essas amostras foram coletadas na zona próxima ao contato com os gabros, sugere-se que a textura é mais fina e feição de borda de câmara magmática.

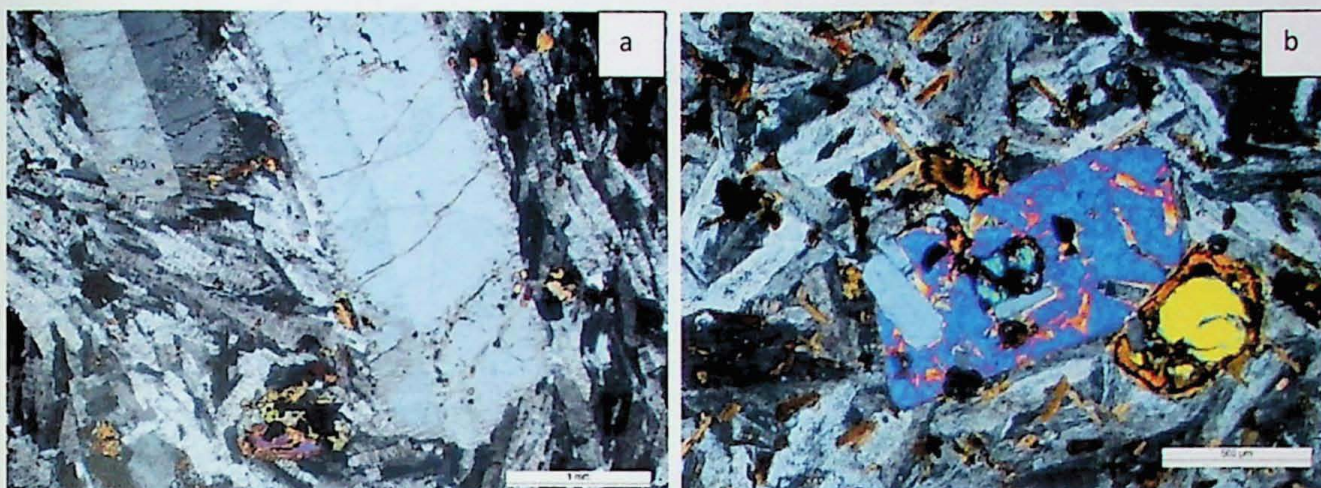


Figura 34 – a) Amostra de microssienito porfirítico. Atentar para a orientação dos cristais de feldspato alcalino e para suas lamelas de exsolução de albita nos cristais da matriz e nas bordas dos fenocristais. Lâmina PS-41 B, com polarizadores cruzados. b) Amostra de microssienito, sem orientação dos cristais ripiformes de feldspato alcalino e sem fenocristais de feldspato alcalino. Cristal de clinopiroxênio com inclusões de apatita e olivina. Lâmina PS-42 A, com polarizadores cruzados.

8.3.1. Estimativa visual, classificação e sequência de cristalização

A estimativa visual para as proporções minerais das rochas sieníticas nos mostra composições muito ricas em feldspato alcalino e contendo quartzo em algumas delas (ricas em SiO_2) portanto as classifica como super-saturadas. No diagrama QAP, montado a partir dos dados de proporção mineral apresentados na figura 35, vemos que as rochas sieníticas são na maioria álcali-feldspato sienitos, com exceção da amostra PS-32 C (quartzo álcali-feldspato sienito).

Uma sequência de cristalização mineral geral para as rochas sieníticas do stock de São Sebastião foi proposta na figura 37, construída a partir da observação das relações texturais entre os minerais. Vale ressaltar que as sequências podem ser variáveis de lâmina para lâmina.

A seguir apresenta-se a figura 35 reunindo dados de proporção entre as fases minerais dessas rochas, diagrama QAP com os respectivos dados plotados (fig. 36) e tabela com interpretação da sequência de cristalização mineral (fig. 37).

| Lâmina | Mineral | | | | | | | | | | |
|---------|--------------------|---------|----------------|-----------|---------|---------|---------|--------|------------|---------------|----|
| | Feldspato alcalino | Quartzo | Clinopiroxênio | Anfibólio | Biotita | Olivina | Apatita | Opacos | Acessórios | Índice de cor | |
| PS-01 A | 84 | 1 | 4 | 6 | 2 | <1 | 1 | 1 | 1 | 15 | |
| PS-20 | 80 | 5 | 3 | 2 | <1 | | 6 | <1 | 3 | 15 | |
| PS-22 | 75 | 2 | 7 | 10 | <1 | | 4 | <1 | 2 | <1 | 23 |
| PS32 C | 83 | 11 | 3 | 1 | <1 | <1 | <1 | 2 | <1 | 6 | |
| PS-32 E | 93 | 0 | 5 | 0 | 0 | | 0 | <1 | 2 | 7 | |
| PS-41 B | 97 | <1 | 2 | 0,5 | <1 | | 0 | <1 | 0,5 | <1 | 3 |
| PS-42 A | 90 | 0 | 4 | <1 | 3 | | 2 | <1 | 1 | <1 | 10 |

Figura 35 – Dados de estimativa visual entre as proporções minerais para as rochas sieníticas do stock São Sebastião. Valores em porcentagem.

DDD

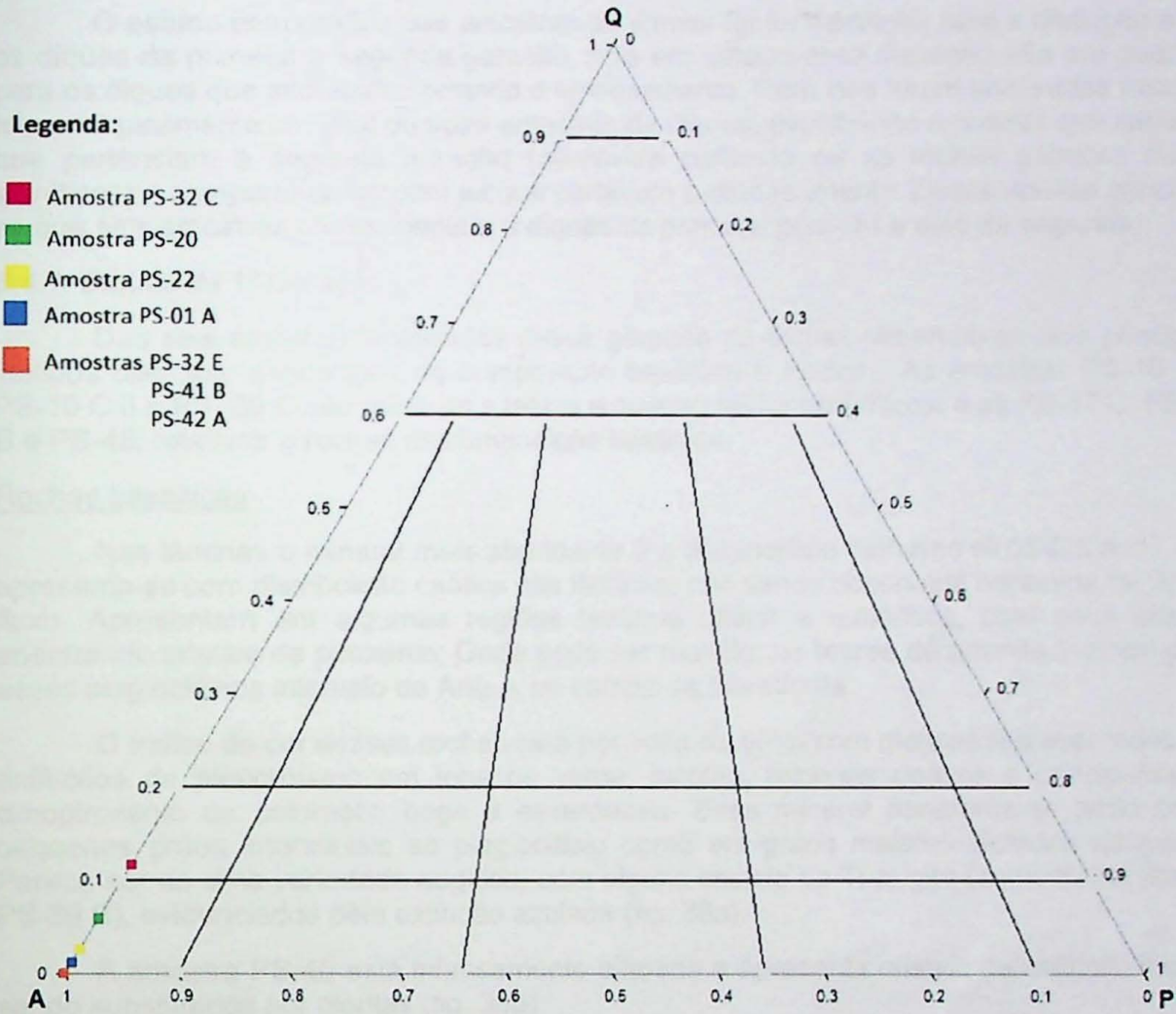


Figura 36 - Diagrama QAP da I.U.G.S. (Streckeisen 1976) para os dados de estimativa visual entre as proporções minerais das amostras sieníticas do stock de São Sebastião. Todas as amostras plotam no campo de álcali-feldspato sienito exceto a PS-32 C que plota em quartzo álcali-feldspato sienito.

| Minerais | Estágios | | |
|--------------------|-----------|-----------------|---------------|
| | magmático | tardi-magmático | pós-magmático |
| Feldspato alcalino | ----- | ----- | |
| Clinopiroxênio | ----- | ----- | |
| Quartzo | | ----- | ----- |
| Anfibólio | | ----- | |
| Olivina | ----- | | |
| Biotita | | ----- | ----- |
| Opacos | ----- | | |
| Apatita | ----- | | |
| Chevkinita | ----- | | |
| Epidoto | | | ----- |
| Carbonato | | | ----- |

Figura 37 - Tabela com ordem de cristalização mineral sugerida.

8.4. Rochas de diques

O estudo petrográfico das amostras de diques foi fundamental para a distinção entre os diques da primeira e segunda geração, pois em campo essa distinção não era possível para os diques que afloravam cortando o embasamento. Para isso foram analisadas macro e microscopicamente um total de treze amostras de diques, escolhendo amostras que sabia-se que pertenciam a segunda geração (afloravam cortando ou as rochas gábricas ou as sieníticas) e comparando-as com as que cortavam o embasamento. Dessa análise concluiu-se que seis amostras correspondiam a diques da primeira geração e sete da segunda.

8.4.1. Diques da 1ª Geração

Das seis amostras analisadas dessa geração de diques observou-se dois principais litotipos distintos; sendo eles de composição basáltica e latítica. As amostras PS-10 C I, PS-10 C II e PS-39 C são relativas a latitos e quartzo latitos porfíricos; e as PS-17 C, PS-39 B e PS-46; relativas a rochas de composição basáltica.

Rochas basálticas

Nas lâminas o mineral mais abundante é o plagioclásio ripiforme (0,05-0,5 mm), que apresenta-se com distribuição caótica nas lâminas, não sendo observada nenhuma feição de fluxo. Apresentam em algumas regiões texturas ofítica e subofítica, com seus cristais adentrando cristais de piroxênio. Onde pode ser medido, os teores de anortita indicam para esses plagioclásios intervalo de An₆₀₋₆₅, no campo da labradorita.

O índice de cor dessas rochas está por volta de 60%, com máficos representados por anfibólios de pleocroísmo em tons de verde, biotitas, minerais opacos e principalmente clinopiroxênio de coloração bege a esverdeada. Esse mineral apresenta-se tanto como pequenos grãos intersticiais ao plagioclásio como em grãos maiores isolados na matriz. Parece ser de uma variedade augítica, com alguns cristais de Ti-augita (somente na lâmina PS-39 B), evidenciados pela extinção azulada (fig. 38a).

A amostra PS-46 está intensamente alterada e apresenta cristais de anfibólio incolor sendo substituídos por cloritas (fig. 38b).

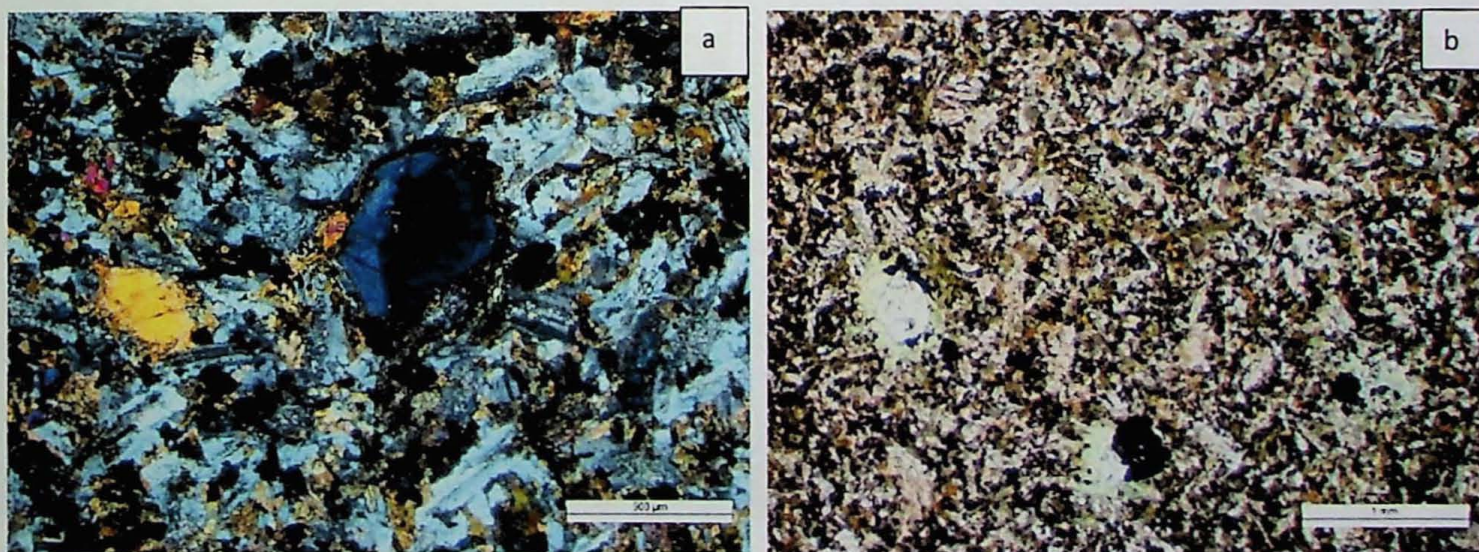


Figura 38 – a) Cristal de Ti-augita destacado pela extinção azulada em meio à matriz composta por plagioclásio e pequenos cristais de clinopiroxênio. Lâmina PS-39 B, dique básico que corta o embasamento, com polarizadores cruzados. b) Aspecto textural de rocha basáltica. Destaque para cristais de anfibólio incolor sendo substituídos por cloritas de alteração. Lâmina PS-46, dique basáltico, com luz plano polarizada.

Rochas latíticas

Afloram nos pontos PS-10, onde representa o dique mais espesso da região, com cerca de 50 m de espessura, e no ponto PS-39, representado pelo dique mais antigo dos três que afloram nesse ponto.

Macroscopicamente são rochas porfíricas com fenocristais de plagioclásio de tamanho entre 0,3-2 cm em meio a uma matriz muito fina acinzentada, estrutura maciça a levemente orientada por fluxo magmático e índice de cor entre de 20-30%.

O mineral mais abundante é o plagioclásio, que está tanto na forma de fenocristais como compondo a matriz. Apresentam geminação Carlsbad e da Lei da Albita. Os fenocristais das duas amostras mostram textura *anti-rapakivi* com finas bordas de feldspato alcalino (fig. 39a). Por vezes as bordas também apresentam aspecto poiquilítico, com inclusão de pequenos cristais de clinopiroxênio. Alguns cristais da matriz apresentam-se intercrescidos com quartzo formando textura mirmequítica.

Feldspato alcalino aparece na matriz como pequenos grãos (0,05-0,5 mm) e como bordas dos fenocristais de plagioclásio. Alguns grãos da matriz aparecem com textura microgranofírica, indicando intercrescimento com quartzo.

A maior parte do quartzo dessas amostras apresenta-se intercrescido com os feldspatos em texturas mirmequítica e microgranofírica, assim pouco expressivos volumetricamente.

A mineralogia máfica é composta, em ordem decrescente de abundância, por clinopiroxênio, anfibólio, opacos, biotita e apatita.

O clinopiroxênio tem coloração bege amarelada, aparece xenomórfico como pequenos grãos na matriz ou como cristais maiores (~0,5 mm) inclusos e sendo substituídos por anfibólio de pleocroísmo em tons de verde (fig. 39b).

Minerais opacos são pouco expressivos e são subidiomórficos (0,05-0,2 mm). Mais raros ainda são cristais de biotita e apatita que aparecem como acessórios.

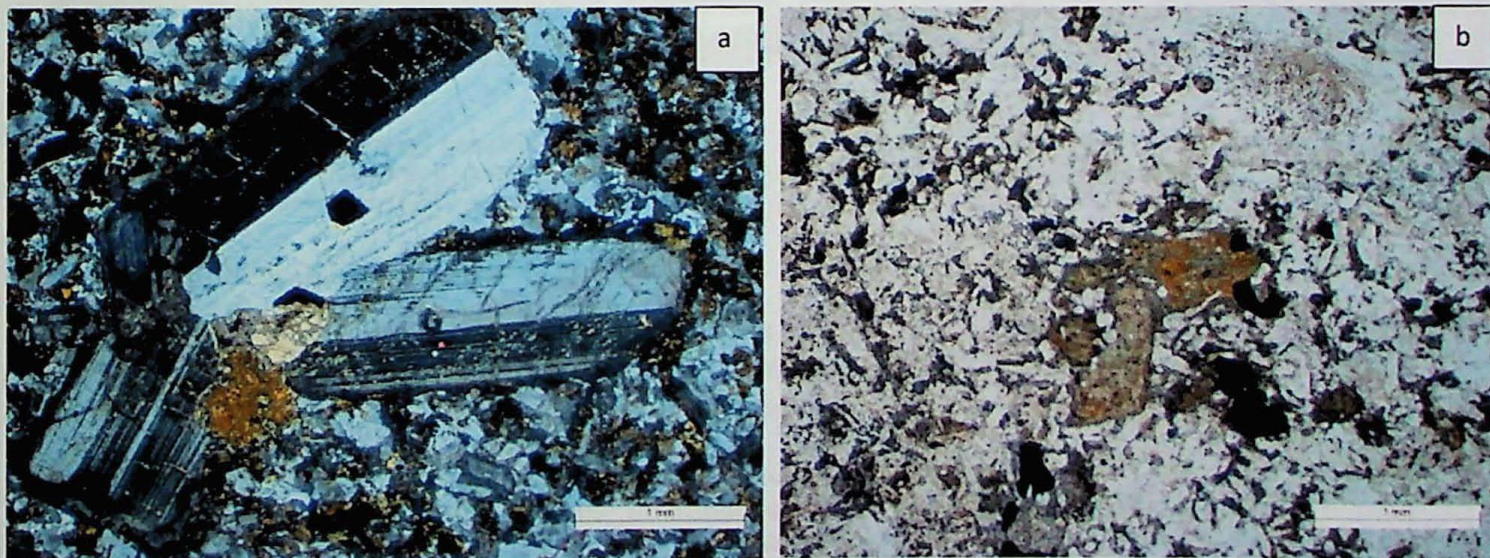


Figura 39 – a) Fenocristais de plagioclásio com textura *anti-rapakivi*. Também se observam o aspecto geral da matriz e cristais maiores de clinopiroxênio. Lâmina PS-10 C II, dique gigante de latito porfírico, com polarizadores cruzados. b) Cristais subidiomórficos de clinopiroxênio amarelado sendo substituídos por anfibólio com pleocroísmo em tons de verde. Lâmina PS-10 C I, dique de latito porfírico, com luz plano polarizada.

8.4.2. Diques da 2ª geração

Foram analisadas sete amostras representativas dessa fase, das quais se distinguiram três tipos de rochas: basálticas, traquíticas e lamprofíricas. As amostras PS-17 D e PS-17 F, são representativas de microgabros que cortam o corpo gábrico; as PS-12 D, PS-39 A e PS-42 B são de traquitos porfiríticos; e as PS-12 B e PS-47 A.

Rochas basálticas

As duas amostras representativas dessas rochas (PS-17 D e PS-17 F) foram coletadas em diques que cortam o corpo gábrico e o embasamento em contato (ponto PS-17, figs. 40a e 40b).

Em lâmina observa-se uma rocha aproximadamente equigranular, com uma trama textural dominada por cristais ripiformes de plagioclásio não orientados (0,1-1 mm), cristais prismáticos de clinopiroxênio bege (0,1-0,8 mm) e biotita xenomórfica (0,05-0,8 mm), de pleocroísmo do amarelo ao vermelho, intersticial.

Alguns poucos cristais de anfibólio esverdeado são vistos associados aos piroxênios. Acessórios como epidoto e apatita também são reconhecidos. A lâmina PS-17 F apresenta-se bastante alterada, com cristais de clorita substituindo clinopiroxênio.

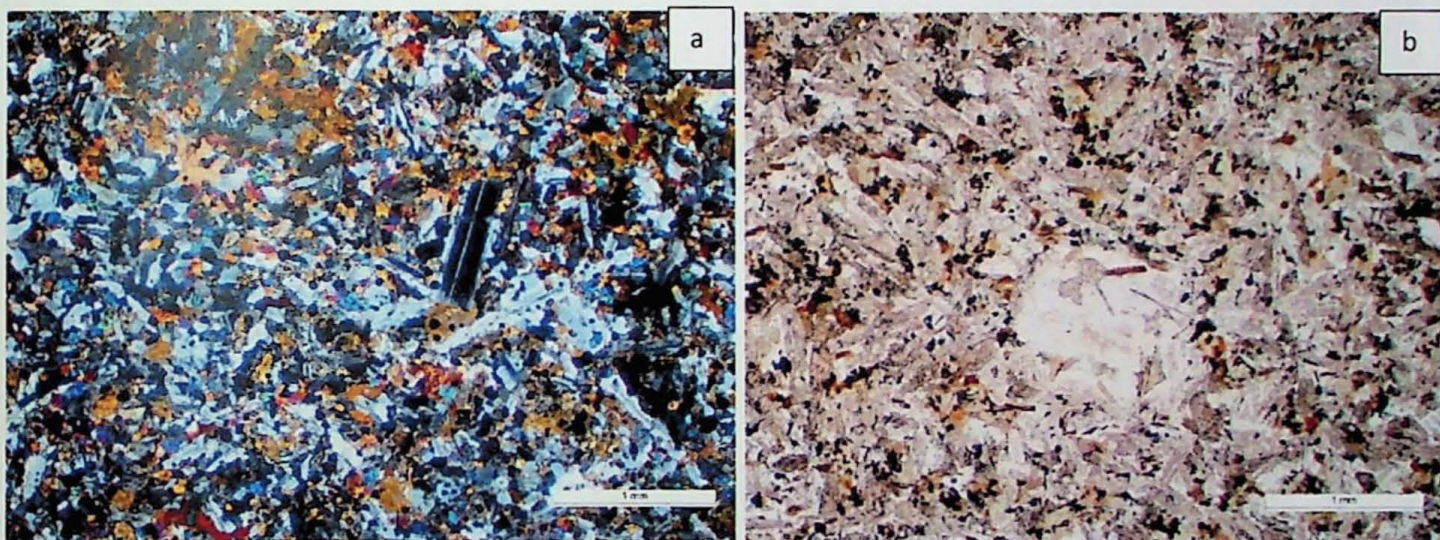


Figura 40 – a) Aspecto geral da textura da amostra PS-17 D, dique basáltico que corta o corpo gábrico, com polarizadores cruzados. b) Aspecto geral da textura da amostra PS-17 F, dique basáltico que corta o corpo gábrico, com luz plano polarizada.

Traquitos porfiríticos

As amostras desses diques, PS-12 D, PS-39 A e PS-42 B, afloram cortando os corpos gábricos, o embasamento e as rochas sieníticas respectivamente, mostrando que são de colocação tardia. São rochas muito semelhantes textural e mineralogicamente.

A trama textural é dominada por uma matriz composta por feldspatos alcalinos ripiformes (0,2-1 mm), cristais prismáticos de clinopiroxênio e anfibólio (0,05-0,8 mm) orientados por fluxo magmático; e fenocristais de feldspato alcalino (1-5 mm) e biotita (0,5-1,5 mm, figs. 41a e 41b).

Os feldspatos da matriz estão orientados por fluxo magmático caótico e amoldam-se entorno dos fenocristais (fig. 41d). Alguns cristais apresentam geminação Carlsbad. Os fenocristais de feldspato da lâmina PS-12 D apresentam-se por vezes sendo recristalizados, mantendo a forma do megacristal original, mas sendo compostos por diversos grãos menores do mesmo mineral. Na lâmina PS-42 B no lugar desses fenocristais o que se observa são bolsões de feldspato alcalino recristalizado contendo também por vezes inclusões de diversos minerais (biotita, clinopiroxênio, anfibólio, apatita e opacos; fig. 41c).

As amostras contêm baixo conteúdo de minerais máficos, com índice de cor médio de 4%. Os principais minerais máficos reconhecidos, em ordem decrescente de abundância, são biotita, clinopiroxênio, anfibólio e opacos.

As biotitas aparecem tanto como fenocristais, como pequenos cristais placóides orientado na matriz. Os cristais de clinopiroxênio, anfibólio e alguns opacos, apresentam hábito prismático também orientados com o fluxo. O clinopiroxênio possui coloração amarelada, enquanto os anfibólios são pleocróicos, com tonalidades verdes.

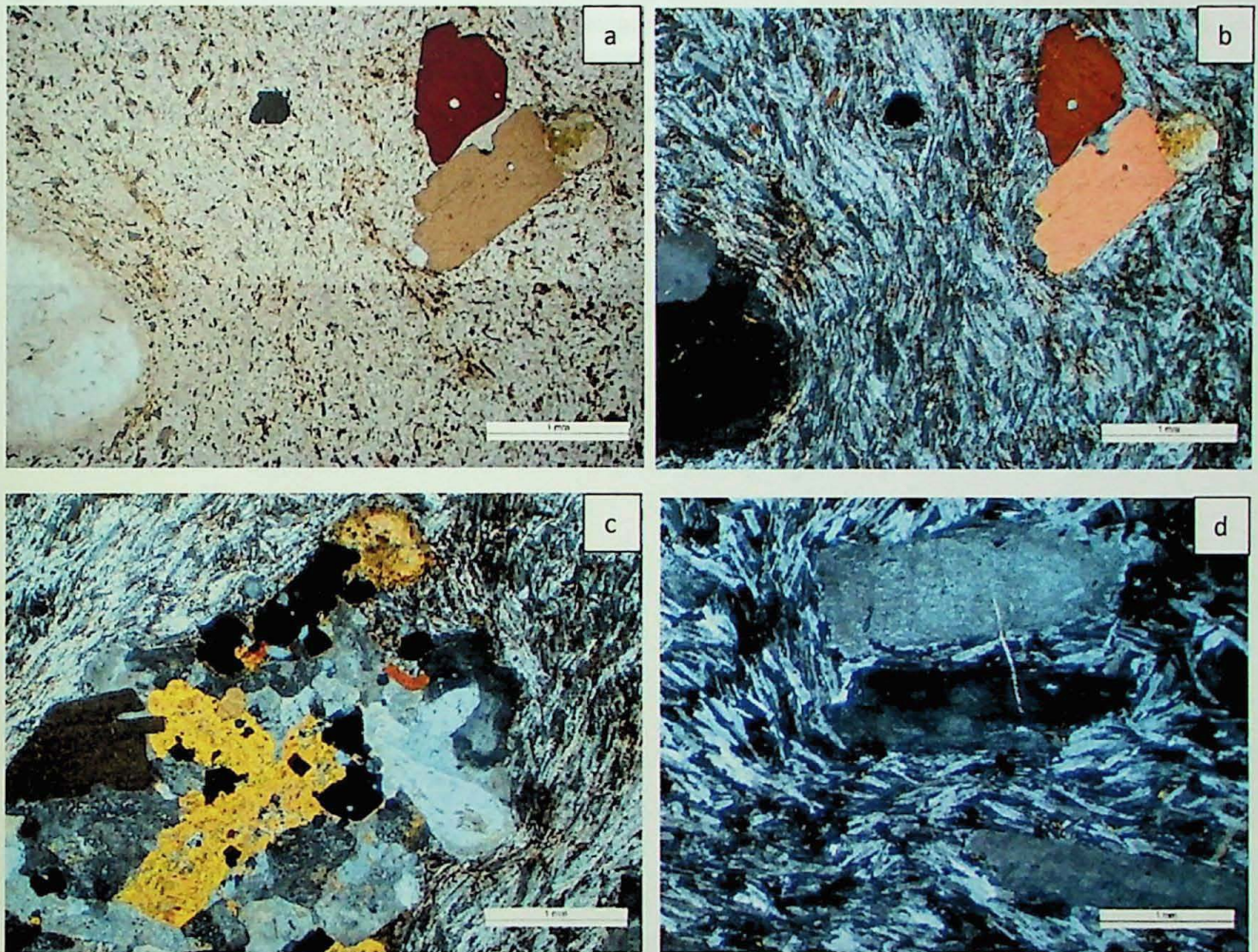


Figura 41 – a) Fenocristais de biotita, clinopiroxênio e um “bolsão” de feldspato alcalino recristalizado em meio a matriz traquítica. Lâmina PS-42 B, dique traquítico cortando microssienito, com luz plano polarizada. b) Foto da mesma feição com polarizadores cruzados. c) Bolsão contendo cristais de feldspato alcalino recristalizado, biotita, clinopiroxênio, anfibólio, apatita e opacos; em meio a matriz traquítica. Lâmina PS-42 B, com polarizadores cruzados. d) Fenocristais de feldspato alcalino em meio a matriz traquítica. Lâmina PS-39 A, dique de traquito porfirítico cortando o embasamento, com polarizadores cruzados.

Lamprófiros

As amostras representativas desse litotipo são as PS-12 B e PS-47 A, elas afloram cortando o corpo gábrico e o embasamento respectivamente.

A trama textural apresenta-se com matriz muito semelhante à das rochas básicas de outros diques, composta por plagioclásio ripiforme, clinopiroxênio, anfibólio, biotita e opacos; e fenocristais de clinopiroxênio.

Os cristais ripiformes de plagioclásio (0,03-0,5 mm) da matriz parecem orientados por fluxo magmático em certas regiões da lâmina PS-12 B (fig. 42a), mas de maneira geral têm distribuição caótica. Os cristais de clinopiroxênio e anfibólio da matriz são prismáticos (0,05-0,5 mm) e apresentam colorações amarelo-acastanhadas e em tons de verde respectivamente. Na matriz destacam-se também cristais idiomórficos de minerais opacos.

Os fenocristais de clinopiroxênio são idiomórficos, com hábitos prismático e hexagonais e apresentam dimensões que variam de 0,5 a 30 mm. Apresentam-se com zonamento concêntrico (mais comum, fig. 42c) e em ampulheta, alguns deles possuem geminação simples (figs. 42e e 42f). São de variedades augítica e Ti-augítica (fig. 42b). Na lâmina PS-12 B (praticamente todos os fenocristais) e em algumas regiões da PS-47 A estão sofrendo forte alteração, mantendo sua forma mas sendo substituídos por clorita, carbonatos e grãos menores recristalizados de clinopiroxênio (fig. 42d).

A diferença entre as duas lâminas analisadas está na granulação, que é bem mais grossa na lâmina PS-47 A.

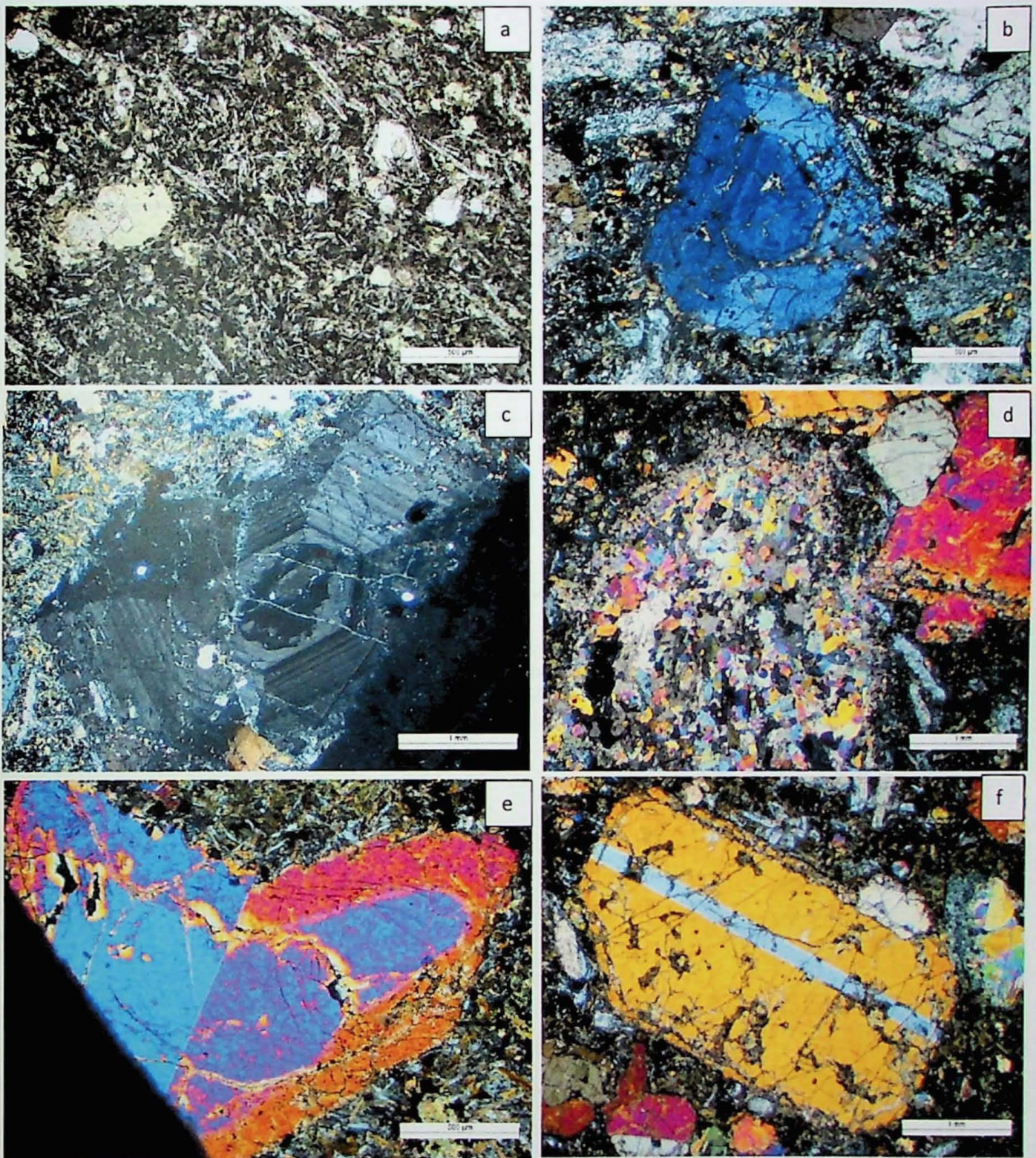


Figura 42 – a) Aspecto da matriz, com cristais de plagioclásio orientados por fluxo magmático e pseudomórfos de clinopiroxênio substituídos por clorita e carbonato. Lâmina PS-12, dique de lamprófiros cortando corpo gábrico, com luz plano polarizada. b) Fenocristal com zoneamento concêntrico de Ti-augita. Destaque para a extinção azulada típica desse mineral. Lâmina PS-47 A, dique de lamprófiros cortando o embasamento, com polarizadores cruzados. c) Cristal hexagonal de augita com zoneamento concêntrico. Lâmina PS-47 A, com polarizadores cruzados. d) Pseudomorfo de augita contendo cristais pequenos de clinopiroxênio, carbonato e apatita. Lâmina PS-47 A, com polarizadores cruzados. e) Cristal geminado de augita. Lâmina PS-47 A, com polarizadores cruzados. f) Cristal prismático de augita geminada. À direita observa-se outro fenocristal parcialmente substituído por clorita. Lâmina PS-47 A, com polarizadores cruzados.

8.4.3. Estimativa visual e classificação

Na figura 43 estão apresentados os dados de estimativa visual entre as proporções minerais presentes nas amostras de diques das duas gerações. O diagrama QAP gerado a partir dela nos mostra composições latítica, quartzo latítica e basáltica para essas rochas (fig. 44).

| Lâmina | Mineral | | | | | | | | |
|------------|--------------------|--------------|---------|----------------|-----------|---------|--------|--------|---------------|
| | Feldspato alcalino | Plagioclásio | Quartzo | Clinopiroxênio | Anfibólio | Biotita | Opacos | Outros | Índice de cor |
| PS-10 C I | 29 | 36 | 7 | 18 | 9 | <1 | 1 | <1 | 28 |
| PS-10 C II | 30 | 39 | 5 | 15 | 8 | <1 | 3 | <1 | 26 |
| PS-39 C | 25 | 42 | 13 | 5 | 12 | 2 | 1 | <1 | 20 |
| PS-17 C | 0 | 32 | 0 | 32 | 25 | 5 | 3 | 2 | 68 |
| PS-39 B | 0 | 45 | 0 | 10 | 39 | 3 | 3 | 2 | 55 |
| PS-46 | 0 | 35 | 0 | 8 | 26 | 2 | 4 | 25 | 65 |
| PS-17 D | 0 | 40 | 0 | 35 | 10 | 8 | 7 | <1 | 60 |
| PS-17 F | 0 | 35 | 0 | 45 | 6 | 4 | 3 | 7 | 65 |
| PS-12 D | 95 | 0 | 0 | 1 | <1 | 1 | 1 | 2 | 5 |
| PS-39 A | 98 | 0 | 0 | <1 | <1 | 1 | 1 | <1 | 2 |
| PS-42 B | 93 | 0 | 0 | 2 | <1 | 4 | 1 | <1 | 7 |
| PS-47 A | 0 | 27 | 0 | 53 | 4 | 1 | 5 | 10 | 73 |
| PS-12 B | 0 | 25 | 0 | 30 | 5 | <2 | <2 | 40 | 75 |

Figura 43 – Dados de estimativa visual entre as proporções minerais para as rochas de diques da primeira e segunda gerações. Valores em porcentagem. Coluna "outros" compreende minerais acessórios (epídoto, apatita e titanita) e minerais de alteração (clorita, cloritóide, carbonato e serpentinita).

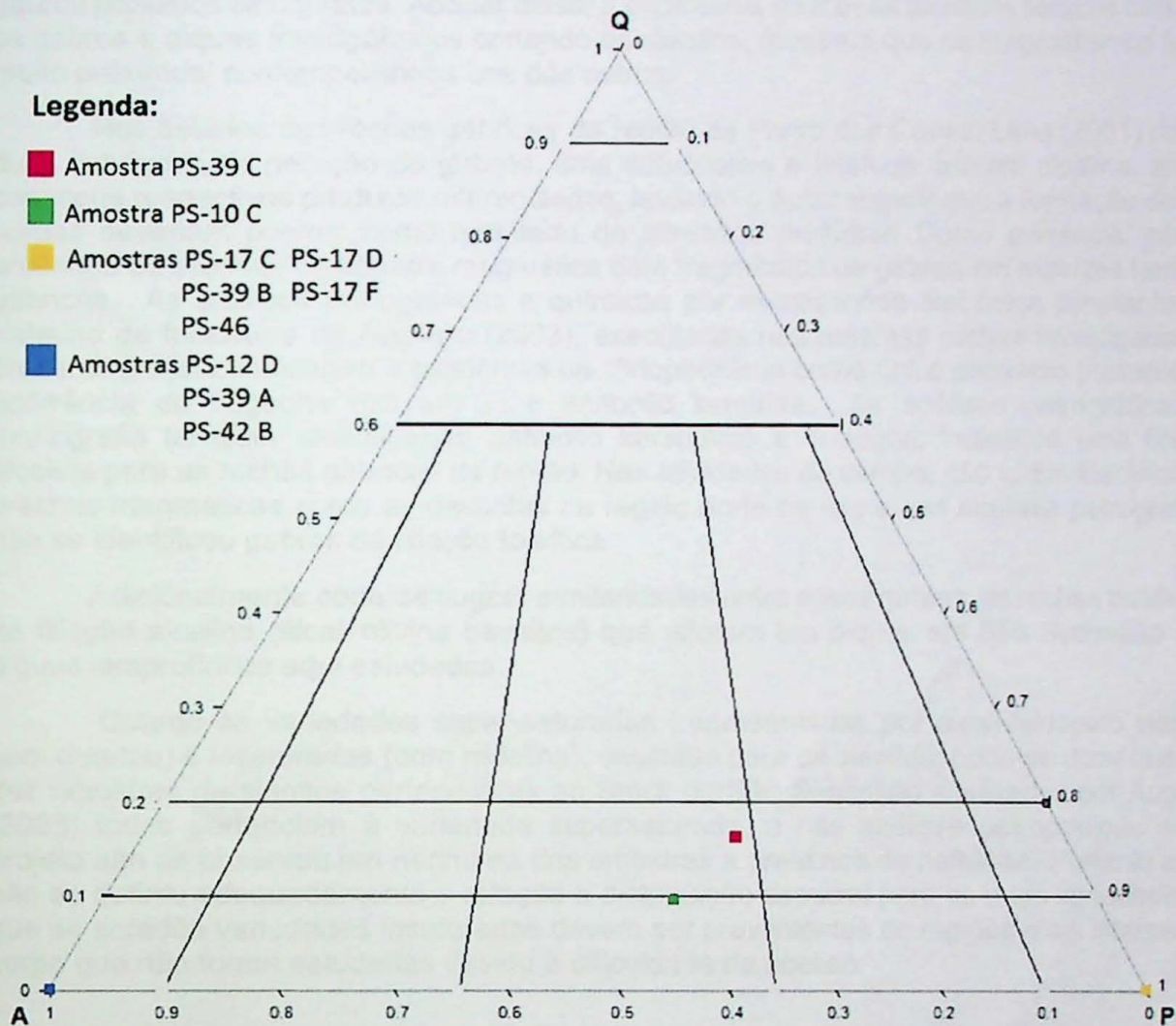


Figura 44 - Diagrama QAP da I.U.G.S. (Streckeisen 1976) para os dados de estimativa visual entre as proporções mineralis das amostras de diques das duas gerações. As amostras plotam nos campos de latito (PS-10 C), quartzo latito (PS-39 C), basalto (PS-17C, PS-17 D, PS-17 F, PS-39 B e PS-46) e álcali-feldspato traquito.

9. DISCUSSÕES E CONCLUSÃO

Os trabalhos de campo realizados cumpriram as expectativas iniciais de elucidar as formas, orientação e disposição espacial das principais unidades de mapeamento. Pela primeira vez foi proposto um mapa geológico mostrando as ocorrências gábricas e suas relações tanto com o embasamento quanto com as rochas sieníticas.

No mapa proposto observa-se que as ocorrências gábricas do complexo máfico-ultramáfico definem um "anel" no entorno do stock sienítico São Sebastião. As atitudes do acamadamento ígneo acompanham a forma do corpo sienítico e mergulham por debaixo do mesmo. Em alguns dos contatos com o embasamento observou-se que o acamadamento ígneo é concordante com a foliação dos gnaiesses, evidenciando que, em parte, a intrusão gábrica respeitou planos de fraqueza pré-existentes no embasamento.

Análise petrográfica microscópica de amostras de contato entre gabro/embasamento mostra que a colocação da intrusão gábrica atingiu temperaturas suficientes para a fusão parcial das encaixantes gnaiísticas em zonas próximas aos contatos.

Quanto à relação entre o stock sienítico e os gabros, as evidências de campo confirmam a hipótese de Lima (2001) de que os sienitos são intrusivos nos gabros, havendo feições como xenólitos gábricos em sienitos (ponto PS-31) e veios sieníticos que penetram os

gabros próximos os contatos. Apesar disso, a ocorrência de diques alcalinos félsicos cortando os gabros e diques microgábricos cortando os sienitos, mostram que os magmatismos foram muito próximos/ contemporâneos uns dos outros.

Nos estudos das rochas gábricas da região da Ponta das Canas, Lima (2001) definiu duas linhagens de geração de gabros, uma subalcalina e toleítica, e outra alcalina, ambas com seus respectivos produtos diferenciados, levando o autor sugerir que a formação desses corpos deveriam ocorrer como resultado de intrusões múltiplas. Como evidência, citou a presença de brechas de câmara magmática com fragmentos de gabros em matrizes também gábricas. As análises petrográficas e químicas por microsonda eletrônica constantes no trabalho de formatura de Augusto (2003), executadas nas mesmas rochas investigadas no presente projeto, indicaram a existência de clinopiroxênio como único piroxênio presente e a ocorrência de flogopita rica em Ti e anfibólio kersutita. As análises petrográficas da monografia também identificaram anfibólio kersutítico e Ti-augita, indicando uma filiação alcalina para as rochas gábricas da região. Nas atividades de campo, não foram identificadas brechas magmáticas como as descritas na região norte da ilha e nas análises petrográficas não se identificou gabros de filiação toleítica.

Adicionalmente pode-se sugerir similaridades entre esses gabros, as rochas basálticas de filiação alcalina (álcali-olivina basaltos) que afloram em diques em São Sebastião e os diques lamprofíricos aqui estudados.

Quanto às variedades super-saturadas (representadas por álcali-feldspato sienitos com quartzo) e insaturadas (com nefelina), descritas para os sienitos, pode-se dizer que das dez amostras de sienitos pertencentes ao Stock de São Sebastião analisadas por Augusto (2003) todas pertenciam à variedade supersaturada, e nas análises petrográficas desse projeto não se observou em nenhuma das amostras a presença de nefelinas. Portanto ainda não se definiu adequadamente a relação e distribuição espacial para as duas variedades. O que se acredita variedades insaturadas devem ser provenientes de regiões mais internas do corpo que não foram estudadas devido à dificuldade de acesso.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13: 139-158.
- Amaral, G.; Bushee, J.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. & Reynolds, J.H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31: 117-142.
- Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. & Reynolds, J.H. 1966. Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 30: 159-189.
- Augusto, T. 2003. *Petrografia e quimismo mineral de rochas gábricas e sieníticas do maciço de São Sebastião, SP*. Monografia de Trabalho de Formatura, Universidade de São Paulo, 50p.
- Bellieni, G.; Montes-Lauar, C.R.; De Min, A.; Piccirillo, E.M.; Cavazzini, G.; Melfi, A.J & Pacca, I.G. 1990. Early and Late Cretaceous magmatism from São Sebastião Island (SE-Brazil): geochemistry and petrology. *Geochimica Brasiliensis*, 4: 59-83.
- Enrich, G.E.R.; Azzone, R.G.; Ruberti, E.; Gomes, C.B. & Comin-Chiaramonti, P. 2005. Itatiaia, Passa Quatro and São Sebastião Island, the major alkaline syenitic complexes from the Serra do Mar region. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C.B. (eds.), *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, São Paulo, p. 419-441.
- Freitas, G.M. 1947. Geologia e petrologia da Ilha de São Sebastião. Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, USP, Boletim 85, Geologia 3, 244p.
- Goole Maps. Google™. Mapa Ilhabela/São Sebastião. Consultado em 10/2014. <https://www.google.com.br/maps/@-23.8690409,-45.3385866,12z>
- Hennies, W.T. & Hasui, Y. 1968. Geocronologia das rochas eruptivas da Ilha de São Sebastião, SP. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 22. Belo Horizonte, 1968. Atas, p. 145-148.
- Hennies, W.T. & Hasui, Y. 1977. Contribuição ao reconhecimento da geologia da Ilha de São Sebastião. I Simpósio de Geologia Regional, São Paulo, Atas, p. 199-209.
- Lima, G.A. 2001. *Gabros estratiformes da região norte da Ilha de São Sebastião, SP*. Tese de Mestrado, Universidade de São Paulo, 170p.
- Riccomini, C.; Velázquez, V.F.; Gomes, C.B. 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C.B. (eds.), *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp/Fapesp, São Paulo, p. 31-55.
- Rogers, A.F. & Kerr, P.F. 1942. *Optical Mineralogy*. New York and London, p. 104-112.
- Sato, E.N. 2006. *Petrografia e geocronologia U/Pb (TIMS) de rochas alcalinas da Ilha de São Sebastião (SP)*. Monografia de Trabalho de Formatura, Universidade de São Paulo, 56p.
- Streckeisen, A. 1976. To each rock its proper name. *Earth Science*, 12: 1-33.

DOAÇÃO
IGC-USP
Data: 25/02/15

