

Patricia d'Almeida de Toledo Piza

**GEOLOGIA ISOTÓPICA ($\delta^{18}\text{O}$, δD e $\delta^{13}\text{C}$), GEOQUÍMICA E
MINERALOGIA DOS PEGMATITOS DE PONTA NEGRA – BORDA
OESTE DO DOMÍNIO TECTÔNICO DO CABO FRIO**

Dissertação de Mestrado (Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
2012



UFRJ

Patricia d'Almeida de Toledo Piza

**GEOLOGIA ISOTÓPICA ($\delta^{18}\text{O}$, δD e $\delta^{13}\text{C}$), GEOQUÍMICA E MINERALOGIA DOS
PEGMATITOS DE PONTA NEGRA – BORDA OESTE DO DOMÍNIO TECTÔNICO
DO CABO FRIO**

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Mestre em Ciências (Geologia).

Área de concentração:

Geologia Regional e Econômica

Orientadores:

Everton Marques Bongioiolo

Renata da Silva Schmitt

Rio de Janeiro

Junho 2012

PIZA, Patricia d'Almeida de Toledo

Geologia Isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, δD e $\delta^{13}\text{C}$), Geoquímica e Mineralogia dos Pegmatitos de Ponta Negra – borda oeste do Domínio Tectônico do Cabo Frio / Piza, Patricia d'Almeida de Toledo Piza - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2012. 145 f.

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2012.

Orientadores: Bongioio, Everton Marques; Schmitt, Renata da Silva

1. Geologia. 2. Geologia Regional e Econômica – Dissertação de Mestrado. I. Everton Marques Bongioio; Renata da Silva Schmitt. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Geologia Isotópica ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e δD), Geoquímica e Mineralogia dos Pegmatitos de Ponta Negra – borda oeste do Domínio Tectônico do Cabo Frio.

Patricia d'Almeida de Toledo Piza

GEOLOGIA ISOTÓPICA ($\delta^{18}\text{O}$, δD e $\delta^{13}\text{C}$), GEOQUÍMICA E MINERALOGIA DOS
PEGMATITOS DE PONTA NEGRA – BORDA OESTE DO DOMÍNIO TECTÔNICO
DO CABO FRIO

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Mestre em Ciências (Geologia).

Área de concentração:

Geologia Regional e Econômica

Orientadores:

Everton Marques Bongioiolo

Renata da Silva Schmitt

Aprovada em: 28.06.2012

Por:

Presidente: Ciro Alexandre Ávila, UFRJ

Silvia Regina de Medeiros, UFRJ

Mauro César Geraldês, UERJ

UFRJ
Rio de Janeiro
2012

Aos meus pais, Tereza e Guilherme, e à
minha avó Helena (*in memoriam*), minha
segunda mãe.

Agradecimentos

Agradeço primeiramente aos meus pais, Tereza e Guilherme, que sempre me incentivaram e apoiaram.

Aos meus orientadores, Everton Marques Bongioiolo e Renata da Silva Schmitt, pelo incentivo, paciência, ajuda e troca de idéias durante a realização do mestrado.

Ao Christophe Renac, da *Université Jean Monnet*, pelos ensinamentos e acolhimento. À professora Marie Gerbe e às laboratoristas, Collete e Chantal, da mesma entidade pelos ensinamentos e ajuda laboratorial.

Ao DSc. Luiz Carlos Bertolino por permitir meu acesso aos laboratórios do CETEM/MCT para que eu pudesse tratar as amostras para análise química, isótopos estáveis e MEV. Ao DSc. Reiner Neumann pelo acesso aos laboratórios do CETEM, pelo apoio para ingressar no mestrado, e pelas horas de ensinamento, sugestões, conversas e cafés em frente ao MEV. Aos laboratoristas do CETEM, Tiago, Fábio, Peterson, Victor, Aduino, Nininho e, em especial, Josimar pelo auxílio na preparação das amostras.

Ao Sr. Tarcísio pela laminação das seções polidas. Ao laboratorista Roberto (LAGSED - UFRJ) pela ajuda no Frantz.

Aos amigos que me auxiliaram nos campos realizados Ana Caroline Dutra, Fiapo (Filipe Rocha), Garça (Felipe Corrales), Gustavo Luiz Pires e Jean Santarelli.

Às amigas que aqui fiz na UFRJ, Débora Barros e Raisia Costa pelos cafés, almoços, conversas e risadas.

Aos amigos uerjianos em especial Ingrid Lima, Rodrigo França e Diana Rodrigues.

À CAPES pelo auxílio financeiro.

Aos amigos de infância Paula, Cinthia, Anne, Rakel, Ana, Isadora, Dudu, Diogo, Fernando, Carlos, Lucas, Fred, Daniel, pelo apoio, incentivo e compreensão da minha ausência.

Ao meu namorado, Renan Garcia, pelo apoio, pela ajuda no trabalho de campo, pelo apoio em informática e por compreender que o afastamento é necessário.

Resumo

PIZA, Patricia d'Almeida de Toledo. **Geologia Isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, δD e $\delta^{13}\text{C}$), Geoquímica e Mineralogia dos Pegmatitos de Ponta Negra – borda oeste do Domínio Tectônico do Cabo Frio)**. Rio de Janeiro, 2012. 145 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

A região de Ponta Negra localiza-se na borda oeste do Domínio Tectônico do Cabo Frio próximo ao contato com o Terreno Oriental (Faixa Ribeira). A geologia da área é constituída por embasamento ortoderivado (gnaiesses tonalíticos com porções graníticas intercalados com ortoanfíbolitos) e sequência supracrustal (gnaiesses aluminosos e rochas calcissilicáticas), ambos com foliação de médio ângulo com mergulho para SW, sendo cortados por veios pegmatíticos fortemente peraluminosos tardi-tectônicos. Os 51 veios pegmatíticos reconhecidos foram divididos em 05 grupos tardi-tectônicos dispostos perpendicularmente à foliação, e 01 grupo sin-tectônico paralelo à foliação. Estes grupos possuem texturas e granulações diferentes. Os veios tardi-tectônicos intrudiram há 440 Ma num campo de esforços E-W, 80 Ma após o auge do metamorfismo regional. A assinatura isotópica dos veios perpendiculares (em quartzo, K-feldspato, magnetita e biotita) aponta gênese a partir de fluidos metamórfico-magmáticos ($\delta^{18}\text{O} = +5,2$ a $+9,4\text{‰}$; $\delta\text{D} = -33,7$ a $-15,7\text{‰}$) tanto com assinatura mantélica ($\delta^{18}\text{O} = -10,5$ a $-4,9\text{‰}$) quanto contaminado por rochas sedimentares ($\delta^{13}\text{C} = -2,2$ a $-0,6\text{‰}$). O range de temperatura de cristalização destes veios é entre 474°C e 759°C , e no contato destes veios com anfíbolito evidencia-se metamorfismo de contato a 521°C , enriquecendo o litotipo metabásico em biotita e quartzo. A mineralogia dos veios pegmatíticos ainda é constituída por allanita, anfíbólio, apatita, barita, betafita, bismita, bornita, calcopirita, coffinita, diopsídio, epidoto, esfalerita, espessartita, ferro-columbita, galena, ilmenita, limonita, magnésio-ferrita, magnesita, melanterita, monazita, pirita, rutilo, scheelita, synchisita, titanita, torianita, torita, torogomita, uraninita, xenotímio e zircão. A 8 km de Ponta Negra ocorre o granito Cajú que possui química e mineralogia similares as dos veios tardi-tectônico sendo a possível fonte dos mesmos. A presença de magnésio-ferrita nos veios tardi-tectônicos e no granito Cajú evidenciam atividade mantélica na região.

Palavras-chave: pegmatitos, Domínio Tectônico do Cabo Frio, isótopos estáveis, mineralogia, geoquímica

Abstract

PIZA, Patricia d'Almeida de Toledo. **Geologia Isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, δD e $\delta^{13}\text{C}$), Geoquímica e Mineralogia dos Pegmatitos de Ponta Negra – borda oeste do Domínio Tectônico do Cabo Frio)**. Rio de Janeiro, 2012. 145 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

The Ponta Negra region is located in the Cabo Frio Tectonic Domain western border next to the contact between the and the Oriental Terrain (Ribeira Belt). The geology of the area is formed by igneous basement (tonalitic gneisses with granitic portions interlayered with amphibolites) and supracrustal sequence (pelitic gneisses and calcssilicated rocks), both lithologies have medium angle foliation dipping NW, and are cutted by strongly peraluminous late-tectonics pegmatitic veins. The 51 pegmatitic veins recognized were divided in 05 late-tectonic veins group that are perpendicular to the area foliation, and 01 sin-tectonic group parallel to the foliation. These groups have different textures and grain size. The late-tectonic veins intruded the area 440 Ma ago in a E-W direction effort field, 80 Ma after the regional metamorphism peak. The stable isotope signature from perpendicular veins (in quartz, K-feldspar, biotite and magnetite) indicates metamorphic-magmatic fluids source ($\delta^{18}\text{O} = +5,2$ a $+9,4\%$; $\delta\text{D} = -33,7$ a $-15,7\%$) with mantelic signature ($\delta^{18}\text{O} = -10,5$ a $-4,9\%$) and sedimentary rocks contamination ($\delta^{13}\text{O} = -2,2$ a $-0,6\%$). The cristalization temperature range of these veins varies between 454°C e 759°C , and the contact of these veins with amphibolite culminates in a contact metamorphism at 521°C , enriching this metabasic lithotype in biotite and quartz. The mineralogy of the pegmatitic veins is constituted by allanite, amphibole, apatite, barite, betafite, bismite, bornite, calcopyrite, coffinite, diopside, epidot, esfalerite, espessartite, iron-columbite, galene, ilmenite, limonite, magnesio-ferrite, magnesite, melanterite, monazite, pyrite, rutile, scheelite, synchisite, sphene, torianite, torite, torogomite, uraninite, xenotime and zircon. 8 km away from Ponta Negra there is the Cajú granite that have chemical and mineral similarity with the late-tectonic veins being the granite the probable source of these veins. The presence of magnésio-ferrite in the late-tectonic veins and in the Cajú granite evidences mantelic activity in the region.

Palavras-chave: pegmatites, Cabo Frio Tectonic Domain, stable isotopes, mineralogy, geochemistry

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1** - Mapa do estado do Rio de Janeiro com destaque para o município de Maricá (em vermelho) e para a área de Ponta Negra, circundada em preto. Fonte: *Wikipedia*. 1
- Figura 1.2** – Imagem de Satélite de Ponta Negra, Maricá. A área de estudo está destacada pelo retângulo preto. Os afloramentos estudados localizam-se no costão rochoso da Ponta Negra, uma ponta rochosa que separa as praias de Ponta Negra, a oeste, e de Jaconé, a leste. Fonte: *Google Earth*, em 05/09/2010. 2
- Figura 2.1** - Linha de extração de isótopos de carbono e hidrogênio dos laboratório da *Université Jean Monnet*. 9
- Figura 2.2** - Linha de extração de isótopos de oxigênio dos laboratório da *Université Jean Monnet*. 10
- Figura 3.1** - Mapa geotectônico regional, contendo o cráton do São Francisco, parte da Faixa Brasília e o Segmento Central da Faixa Ribeira (Trouw *et al.*, 2000) adaptado com a divisão das províncias pegmatíticas proposta por Menezes (1986). Áreas Pegmatíticas: (1) Barra Mansa – Barra do Piraí; (2) Paraíba do Sul; (3) Niterói – Rio Bonito (área de estudo); (4) Casemiro de Abreu – Glicério; (5) Cantagalo – São Fidélis. 12
- Figura 3.2** - Estágios evolutivos do orógeno Ribeira. A- Estágio pré-colisional (790 a 590 Ma). Subducção da Placa São Francisco para leste, gerando o Arco Magmático Rio Negro na Paleoplaca Oriental; B- Estágio colisional proterozóico (590 a 560 Ma). Amalgamação do Terreno Ocidental, *Klippe* Paraíba do Sul e Terreno Oriental; C- Estágio colisional cambriano (590 a 560 Ma). Amalgamação do Terreno Cabo Frio ao Terreno Oriental. Modificado de Heilbron & Machado (2003). 13
- Figura 3.3** - Mapa geológico do Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF) e parte do Terreno Oriental da Faixa Ribeira. Notar as litologias predominantes no DTCF: em rosa o embasamento ortoderivado e em lilás a sequência supracrustal. O retângulo preto inferior marca a região de Ponta Negra, e o retângulo preto superior marca local de coleta do granito Cajú. Modificado de Schmitt (2001). 15
- Figura 3.4** – Mapa geológico de Ponta Negra extraído de Schmitt (2001). Unidades litoestratigráficas: (1) Sedimentos Recentes; (2) Dique de basalto; (3) Veios pegmatíticos; (4) Sequência Supracrustal; (5) Rochas calcissilicáticas; (6) Unidade Região dos Lagos. A divisão A-B-C é referente às subáreas de mapeamento. 16

- Figura 4.1** – Condições de cristalização de pegmatito. (a) No ambiente de formação dos pegmatitos, a existência de fluidos com presença de fósforo e boro permite que o fundido esfrie rápido (*supercooling*) mas de modo metaestável, abaixando as curvas de *sólidus* e *líquidus*, gerando as curvas *sólidus I* e *líquidus I*. Com isso o sistema ainda permanece no estado fundido num ambiente abaixo da curva de *sólidus*, onde ele já deveria estar cristalizado. (b) Mas com a perturbação do sistema, por perda de fluidos, o fundido que está em um ambiente com condições onde ele já deveria ter se cristalizado, sofre mudança brusca cristalizando-se rapidamente, subindo as curvas *sólidus I* e *líquidus I* gerando as curvas *sólidus II* e *líquidus II*, que serão as verdadeiras curvas de cristalização da rocha, mesmo assim diferentes das curvas de cristalização das demais rochas. 21
- Figura 4.2** – Proposta da distribuição de zonação em pegmatitos heterogêneos (complexos) por Guilbert & Park Jr. (1986). 22
- Figura 4.3** – Compilação das composições isotópicas ($\delta D \times \delta^{18}O$) para fluidos aquosos de origem conata, metamórfica e magmática. O campo da água magmática foi definido por Taylor (1979), e o da água metamórfica por Taylor (1979) e Sheppard (1981). Extraído de Rollinson (1992). 33
- Figura 4.4** – Composições isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}O$) em diversas rochas e fluidos aquosos. Extraído de Rollinson (1992). 34
- Figura 4.5** - Composições isotópicas de hidrogênio (δD) para diversas rochas e fluidos aquosos. Extraído de Rollinson (1992). 35
- Figura 4.6** – Composições isotópicas de carbono ($\delta^{13}C$) para diversas rochas e fluidos aquosos. Extraído de Rollinson (1992). 36
- Figura 5.1** – Ortognaisse Região dos Lagos próximo ao veio PT09, mostrando macroscopicamente seu bandamento composicional. 38
- Figura 5.2** – Imagem de lâmina petrográfica do Ortognaisse Região dos Lagos mostrando a foliação marcada pela orientação dos cristais de biotita, microclina sericitizada e quartzo. Luz polarizada, nicóis cruzados. 38
- Figura 5.3** – Diagrama QAP com a composição modal visual do Ortognaisse Região dos Lagos (quadrado preto). 39
- Figura 5.4** – Anfibolito torna-se biotitizado quando em contato com o veio pegmatítico C10. 41

- Figura 5.5** – Anfibolito em contato com o veio pegmatítico A6. Destaque para o escape de fluido do veio pegmatítico que ocorre em direção ao anfibolito, transformando a hornblenda em biotita. 41
- Figura 5.6** – Imagem de lâmina petrográfica de anfibolito mostrando a mineralogia encontrada na rocha com predominância da hornblenda (hbl) marcando a foliação da rocha. Luz polarizada, nicóis paralelos. 41
- Figura 5.7** – Imagem de lâmina petrográfica de anfibolito biotitizado mostrando a associação mineral observada indicando a ausência de anfibólio (bt = biotita; op = opaco; plg = plagioclásio; qtz = quartzo). Luz polarizada, nicóis cruzados. 42
- Figura 5.8** – Auréola de quartzo, marcando enriquecimento em sílica, ao redor de magnetita em xenólito de anfibolito biotitizado incluso no veio B8. 43
- Figura 5.9** – Afloramento moderadamente alterado do granito Cajú próximo à RJ-106. 44
- Figura 5.10** – Imagem de lâmina petrográfica do granito Cajú, mostrando biotita cloritizada, sericita e inclusão de cristal de quartzo em microclina. Luz polarizada, nicóis cruzados. 44
- Figura 5.11** – Diagrama QAPF (Le Maitre, 2002) com a composição mineralógica do granito Cajú obtida a partir de contagem visual. 45
- Figura 5.12** – Estereograma com os polos da foliação do embasamento aflorante em Ponta Negra com mergulho médio a alto para SW e lineação de quartzo-feldspato *down-dip* (Schmitt, 2001). 46
- Figura 5.13** – Ortognaisse com dobra reclinada gerada na fase deformacional D3 (P.A. = plano axial com mergulho para SE). 46
- Figura 6.1** – Veio pegmatítico tardi-tectônico A2 equigranular e anisotrópico estruturado perpendicularmente à foliação, em contato brusco com o ortognaisse, e cortando veios sin-tectônicos dispostos paralelos à foliação. 47
- Figura 6.2** - Croqui do costão rochoso de Ponta Negra. Litologias presentes, foliação geral da área e localização, relação estrutural com a rocha encaixante, distribuição, espessura e agrupamento dos veios pegmatíticos sin- e tardi-tectônicos identificados. Os limites da divisão A-B-C encontram-se na figura 3.4. 48

- Figura 6.3** - Croqui do costão rochoso de Ponta Negra. Destaque para a simbologia que indica quais veios foram amostrados para análise laboratorial e quais análises foram realizadas. Os limites da divisão A-B-C encontram-se na figura 3.4. 49
- Figura 6.4** – Diagrama QAPF ilustrando veios com composição álcali-feldspato granítica - sienogranítica (círculo verde = veio pegmatítico B8), sienogranítica (círculo vermelho = veio pegmatítico A2), sienogranítica – monzogranítica (círculo amarelo = veio pegmatítico A3) e monzogranítica (círculo azul = veio sin-tectônico C10). 50
- Figura 6.5** – Veio pegmatítico A5 com diferentes granulações delimitadas pela linha preta. G = granulação grossa. F = granulação fina. 52
- Figura 6.6** – Textura gráfica no veio pegmatítico A5. 53
- Figura 6.7** – Nucleação de quartzo e K-feldspato no núcleo do veio PT-09 e borda de granulação mais fina. *N* = núcleo; *B* = borda. 53
- Figura 6.8**– Megacristais de biotita no veio B7. 53
- Figura 6.9** – Quartzo e K-feldspato de granulação grossa presentes no veio B7. 54
- Figura 6.10** – Granada radial intercrescida com quartzo no veio pegmatítico A5. 54
- Figura 6.11** – Veio pegmatítico A18 disposto perpendicularmente à foliação (*Sn*) do embasamento, marcada por bandamento composicional do ortogneisse e intercalação de níveis anfibolíticos (*Anf*). A linha vermelha o xenólito de embasamento no interior do veio. 55
- Figura 6.12** – Apófise do veio A5 intrudindo anfibolito paralelamente à foliação. A linha preta superior delimita o strike do veio; a linha preta inferior delimita a direção de intrusão da apófise; a linha branca tracejada delimita a foliação local do ortogneisse. 55
- Figura 6.13** – Veios do grupo P1 paralelos entre sí. As linhas pretas delimitam os corpos C1, C2 e C3. 56
- Figura 6.14** - Imagem de lâmina petrográfica de porção granítica do veio pegmatítico B8 com inclusões alinhadas de quartzo em microclina devido à fluxo magmático. Aumento 2,5X. 56
- Figura 6.15** - Imagem de lâmina petrográfica de porção granítica do veio pegmatítico B8 com inclusões de quartzo em microclina. Aumento 2,5X. 57

- Figura 6.16** – Veio pegmatítico A6 com borda de granulação mais fina do que o núcleo. *N* = núcleo; *B* = borda. 58
- Figura 6.17** – Megacristais de quartzo, K-feldspato e biotita no veio A6. 58
- Figura 6.18**– Veios pegmatíticos A21 e A22 cortando o bandamento do ortogneisse. 60
- Figura 6.19** – Veio A4 cortando o ortoanfíbólito. 60
- Figura 6.20** - Orientação dos grãos maiores de quartzo, com textura de subgrão, seguido por alinhamento de cristais de feldspato e quartzo de tamanho menor. Aumento 2,5X. 61
- Figura 6.21** - Textura mirmequítica formada por inclusão de quartzo em microclina. Aumento 2,5X. 61
- Figura 6.22** – Quartzo orientado com textura de subgrão. Aumento 2,5X. 62
- Figura 6.23** – Veio pegmatítico B1 perpendicular à foliação do embasamento e com interior afanítico e borda de granulação mais grossa. 63
- Figura 6.24** – Veio pegmatítico A8 de granulação grossa. 63
- Figura 6.25** – Megacristal de magnetita no veio B8. 64
- Figura 6.26** – Veio pegmatítico A7 paralelo à foliação encaixado entre o ortogneisse e o anfíbólito. 64
- Figura 6.27** – Granulação grossa do veio A13. 65
- Figura 6.28** – Megacristais de quartzo, K-feldspato e biotita no veio A13. 65
- Figura 6.29** – Veio sin-tectônico B9. Notar dobras intrafoliais no cabo do martelo (sin-D1//D2). 66
- Figura 6.30** – Feldspatos e quartzo sericitizados com textura granoblástica. 67
- Figura 6.31** - Rede de Schmidt com as 44 medidas de diques obtidas através dos grupos P1, P2, P3, P4 e P5 que são perpendiculares à foliação do embasamento. Diagrama de polos. 68

- Figura 6.32** - Rede de Karlsbeek das 44 medidas de diques obtidas através dos grupos P1, P2, P3, P4 e P5. As duas densidades submáximas são representadas pela cor laranja no 3º quadrante da rede. 68
- Figura 6.33** - Diagrama de Roseta das 44 medidas de diques obtidas através dos grupos P1, P2, P3, P4 e P5, com direção principal E-W, e subordinadamente NW-SE. 69
- Figura 6.34** – Arraste sinistral da foliação próxima ao veio B11. 70
- Figura 6.35** – Diagrama de Riedel. O “Norte” foi desenhado em alusão ao norte da área de estudo, mostrando esforços E-W laterais gerando fraturamento paralelo ao sigma 1. 70
- Figura 6.36** - Rede de Schmidt com as 21 medidas representativas da foliação do embasamento (Schmitt, 2001) paralelas às 09 medidas obtidas através dos grupos SP1 e PR1. 71
- Figura 6.37** - Diagrama de Roseta das 09 medidas obtidas através dos grupos SP1 e PR1, com direção principal N-S, variando para NW-SE. 71
- Figura 7.1** – Anfibólio com Ce com inclusão de torianita e apatita relacionados a K-feldspato, plagioclásio e quartzo; 76
- Figura 7.2** – Pirita e zircão hafinífero em plagioclásio e quartzo. 76
- Figura 7.3** – Zircão com inclusões de galena e uraninita associado a calcita e quartzo. 76
- Figura 7.4** – Zircão com inclusão de torita associado a biotita e quartzo. 76
- Figura 7.5** – Calcopirita com capa de goethita associada a biotita e plagioclásio. 76
- Figura 7.6** – Uraninita e exossolução de pirita associados a plagioclásio. 76
- Figura 7.7** – Inclusões de molibdenita em calcopirita com capa de pirita associada a plagioclásio. 77
- Figura 7.8** – Inclusão de zircão e apatita em torita-coffinita associada a quartzo. 77
- Figura 7.9** – Calcopirita e pirita associadas a molibdenita. 77

Figura 7.10 – Inclusão de ilmenita e pirita em magnetita.	77
Figura 7.11 – Cristal de molibdenita associado com plagioclásio, biotita, quartzo e pirita.	77
Figura 7.12 – Rutilo com zonas enriquecidas em Nb incluso em quartzo.	78
Figura 7.13 – Rutilo com zonas enriquecidas em Nb e Ta incluso em quartzo.	78
Figura 7.14 – Rutilo com inclusão de ferro-columbita incluso em quartzo.	78
Figura 7.15 – Rutilo com zonas enriquecidas em Nb, Ta, Sc e Y incluso em quartzo.	78
Figura 7.16 – Xenotímio com Sc incluso em quartzo.	78
Figura 7.17 – Xenotímio na borda de contato entre espessartita e quartzo.	78
Figura 7.18 – Pirita com capa de limonita, magnésio-ferrita e quartzo. +80#. 0,5A.	79
Figura 7.19 – Betafita, monazita, pirita e quartzo. +80#. 0,8A.	79
Figura 7.20 – Zonagem de xenotímio, torogomita e zircão. +80#. 0,8A.	79
Figura 7.21 – Inclusões de quartzo em K-feldspato. +80#. 0,8A.	79
Figura 7.22 – Betafita, inclusão e monazita em xenotímio e pirita com capa de limonita, -80+150#. 0,8A.	79
Figura 7.23 – Torogomita inclusa em torita inclusas em zircão. +80#. Diamagnético.	79
Figura 7.24 – Barita em limonita. +80#. 0,3A.	80
Figura 7.25 – Betafita, xenotímio e torita. +80#. 0,5A.	80
Figura 7.26 – Inclusão de betafita e torogomita em xenotímio. +80#. 0,5A.	80
Figura 7.27 – Zonagem cm torogomita no núcleo, xenotímio e capa de limonita. -80+150#. 0,5A.	80
Figura 7.28 – Torogomita, -80+150#. 0,5A.	80

Figura 7.29 – Betafita, monazita, torogomita e galena. -80+150#. 0,8A.	80
Figura 7.30 – Inclusões de torita em zircão, e betafita. +80#. Diamagnético.	81
Figura 7.31 – Torita, rutilo, apatita, zircão e K-feldspato, -80+150#. Diamagnético.	81
Figura 7.32 – K-feldspato com inclusão de zircão, pirita e apatita.-80+150#. Diamagnético.	81
Figura 7.33 – Limonita, pirita, torogomita, zircão e epidoto. -80+150#. Diamagnético.	81
Figura 7.34 – Barita, alanita, magnésio-ferrita, ilmenita, pirita com capa de limonita e inclusão de chumbo em calcopirita.+80#. 0,3A.	82
Figura 7.35 – Limonita com monazita. -80+150#. 0,5A.	82
Figura 7.36 – Pirita com capa de limonita revestida por barita. -80+150#. 0,5A.	82
Figura 7.37 – Melanterita, pirita e calcopirita com capa de limonita, e limonita associada a barita e K-feldspato. -80+150#. 0,8A.	82
Figura 7.38 – Mica e pirita com capa de limonita.+80#. Diamagnético.	82
Figura 7.39 – Pirita com capa de limonita, mica e quartzo.+80#. Diamagnético.	82
Figura 7.40 – Magnésio-ferrita em matriz de diopsídio com inclusão de scheelita.+80#. Diamagnético.	83
Figura 7.41 – Pirita, mica, limonita e zircão. +80#. Diamagnético.	83
Figura 7.42 – Sulfeto com inclusão de chumbo e arsenopirita. -80+150#. Diamagnético.	83
Figura 7.43 – Pirita, limonita, quartzo, barita e zircão. -80+150#. Diamagnético.	83
Figura 7.44 – Magnésio-ferrita em matriz de diopsídio.+80#. 0,3A.	84
Figura 7.45 – Magnésio-ferrita, limonita e quartzo. +80#. 0,3A.	84
Figura 7.46 – Intercrescimento de zircão e monazita. +80#. 0,8A.	84
Figura 7.47 – Monazita e intercrescimento de xenotímio e zircão. -80+150#. 0,8A.	84

- Figura 7.48** – Pirita com inclusão de galena. -80+150#. Diamagnético. 84
- Figura 7.49** – Rutilo associado a quartzo. -80+150#. 1,0A. 84
- Figura 10.1:** Representação gráfica dos grãos de betafita dos corpos B8, C9 e C10 com base na proporção atômica (Hogarth, 1977). 92
- Figura 10.2:** Diagrama TAS (*Total Alcalis vs. Silica*) para rochas plutônicas (Cox *et al.*, 1979) aplicado a amostras da área de estudo. Triângulo = granito Cajú; quadrado preto = pegmatito discordante B7; quadrado verde = pegmatito discordante B8; círculo preto = veio sin-tectônico B9; círculo vermelho = veio sin-tectônico C10. 94
- Figura 10.3:** Diagrama AFM. A = álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), F = Ferro total ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) e M = MgO (Irvine & Baragar, 1971). Triângulo = granito Cajú; quadrado preto = pegmatito discordante B7; quadrado verde = pegmatito discordante B8; círculo preto = veio sin-tectônico B9; círculo vermelho = veio sin-tectônico C10. 95
- Figura 10.4:** Diagrama de discriminação para a série subalcalina sugerido pela IUGS (Le Maître, 2002) a partir do diagrama de Peccerilo & Taylor (1976). Triângulo = granito Cajú; quadrado preto = pegmatito discordante B7; quadrado verde = pegmatito discordante B8; círculo preto = veio sin-tectônico B9; círculo vermelho = veio sin-tectônico C10. 96
- Figura 10.5:** Diagrama de discriminação entre rochas peralcalinas, metaluminosas e peraluminosas (Maniar & Piccoli, 1989). Triângulo = granito Cajú; quadrado preto = pegmatito discordante B7; quadrado verde = pegmatito discordante B8; círculo preto = veio sin-tectônico B9; círculo vermelho = veio sin-tectônico C10. 96
- Figura 10.6** - Diagramas de Harker. Elementos maiores X SiO_2 . Triângulo = granito Cajú; quadrado preto = pegmatito discordante B7; quadrado verde = pegmatito discordante B8; círculo preto = veio sin-tectônico B9; círculo vermelho = veio sin-tectônico C10. 97
- Figura 10.7:** Quantidade (ppm) de Ba, Sr e Rb nos veios pegmatíticos B7 e B8, veios sin-tectônicos B9 e C10, e no granito Cajú. 98
- Figura 10.8** - Diagramas ternário Rb-Ba-Sr. Elementos maiores X SiO_2 . Triângulo = granito Cajú; quadrado preto = pegmatito discordante B7; quadrado verde = pegmatito discordante B8; círculo preto = veio sin-tectônico B9; círculo vermelho = veio sin-tectônico C10. Adaptado de Bouseily & Sokkary (1975). 99

- Figura 10.9:** Quantidade (ppm) de Zr, Cr, Zn, Ni, Ga, Nb, Y, V e Co nos veios pegmatíticos B7 e B8, veios sin-tectônicos B9 e C10, e Granito Cajú. 100
- Figura 10.10:** Diagrama Rb x (Y+Nb) (Pearce *et al.*, 1984) e Diagrama Nb x Y (Pearce *et al.*, 1984). Triângulo = granito Cajú; quadrado preto = pegmatito discordante B7; quadrado verde = pegmatito discordante B8; losango preto = veio sin-tectônico B9; losango vermelho = veio sin-tectônico C10. VAG: *Volcanic Arc Granites*; syn-COLG: *Syn-collisional*; WPG: *Within Plate Granites*; ORG: *Orogenic*. 101
- Figura 10.11 -** Diagramas de Harker. Elementos maiores X SiO₂. Cruz = grupo P1; quadrado preto = grupo P2; círculo vermelho = grupo P5; triângulo verde = grupo SP1. 101
- Figura 10.12:** Quantidade (ppm) de Ba em cristal de K-feldspato oriundo dos veios perpendiculares à foliação A5, PT-09, B4, B7, B8, C1, C8, A6 e B11, e paralelos à foliação A7, A13 e A20. 102
- Figura 10.13:** Quantidade (ppm) de Sr, Rb e Zr em cristal de K-feldspato oriundo dos veios perpendiculares à foliação A5, PT-09, B4, B7, B8, C1, C8, A6 e B11, e paralelos à foliação A7, A13 e A20. 102
- Figura 10.14:** Quantidade (ppm) de Cr, Zn, Ni, Ga, Nb, Y, V e Co em cristal de K-feldspato oriundo dos veios perpendiculares à foliação A5, PT-09, B4, B7, B8, C1, C8, A6 e B11, e paralelos à foliação A7, A13 e A20. 103
- Figura 10.15:** Razão Rb/K em cristal de K-feldspato oriundo dos veios perpendiculares à foliação A5, PT-09, B4, B7, B8, C1, C8, A6 e B11, e paralelos à foliação A7, A13 e A20. 104
- Figura 10.16:** Razão Sr/Ba em cristal de K-feldspato oriundo dos veios perpendiculares à foliação A5, PT-09, B4, B7, B8, C1, C8, A6 e B11, e paralelos à foliação A7, A13 e A20. 104
- Figura 10.17:** Razão Rb/Sr em cristais de K-feldspato. Losango vermelho = grupo P1; losango amarelo = grupo SP1; losango verde = grupo P5; losango roxo = grupo P2. 106
- Figura 10.18:** Razão Rb/Ba em cristais de K-feldspato. Losango vermelho = grupo P1; losango amarelo = grupo SP1; losango verde = grupo P5; losango roxo = grupo P2. 106
- Figura 10.19:** Relação Sr X Ba em cristais de K-feldspato. Losango vermelho = grupo P1; losango amarelo = grupo SP1; losango verde = grupo P5; losango roxo = grupo P2. 107

Figura 10.20: Temperatura e composição isotópica metamorfo-magmática dos fluidos ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ X $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$) formadores de minerais presentes nos veios pegmatíticos tardi-tectônicos dos grupos P1, P2, P4, SP1, anfibolito em contato com pegmatito e feição granítica de Ponta Negra. 110

Figura 10.21: Valores de carbono da literatura e da área de estudo. Taylor *et al.* (1979): hachura vertical – troca isotópica com rochas metamórficas e ígneas; hachura diagonal – valores juvenis; hachura horizontal – troca isotópica moderada com a encaixante. Taylor & Friedrichsen (1983): xadrex preto e branco - valores juvenis; xadrez preto e azul – contaminação por carbono sedimentar. Taylor (1986): verde – *range* de carbono mantélico; Pegmatitos de Ponta Negra – lilás. 114

Figura 10.22: Agrupamentos sugeridos para os valores isotópicos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$). *Dégradé* de verde: verde mais claro – troca isotópica com encaixante; verde intermediário – origem mantélica; verde escuro – contaminação por carbono sedimentar. *Dégradé* de azul: azul claro - origem mantélica; azul escuro – contaminação por carbono sedimentar. 115

Figura 10.23: Relação entre os valores isotópicos de carbono e oxigênio ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) em inclusões fluidas presentes em cristais de quartzo. Círculo = grupo SP1; Quadrado = grupo P1; Triângulo = grupo P2; Estrela = grupo P5. 116

Figura 11.1: Fluxograma de resume as conclusões da dissertação. 123

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Classificação dos pegmatitos de Ponta Negra conforme sua disposição espacial em relação à foliação das encaixantes, complexidade, classificação em grupos (definidos neste trabalho em relação a variações de textura e granulação), nomenclatura e cores de representação na figura 6.2.	5
Tabela 2 - Listagem do material coletado para estudo laboratorial, a quantidade de amostras coletadas, finalidade da coleta e o contexto da amostragem (Fig. 6.3).	5
Tabela 3 - Listagem dos minerais identificados por MEV, suas respectivas fórmulas químicas e suas respectivas siglas utilizadas neste trabalho. Adaptado de: Whitney & Evans (2010).	7
Tabela 4 – Fórmulas experimentais e referências utilizadas para calcular o fracionamento isotópico entre minerais ou entre minerais e fluido.	10
Tabela 5 - Resumo dos aspectos das classes pegmatíticas (compilado de Cerny & Ercit, 2005).	28
Tabela 6 - Comparação mineralógica entre o anfibolito e o anfibolito biotitizado por metamorfismo de contato.	42
Tabela 7 – Minerais presentes nos veios pegmatíticos A4, A5, B7, B8, nos veios sin-tectônicos B9 e C10 e no granito Cajú.	72
Tabela 8 – Percentagem dos minerais presentes nos concentrados de minerais pesados dos veios pegmatíticos B7, B8, nos veios sin-tectônicos B9 e C10 e no granito Cajú. Tr = quantidade traço inferior a 0,1%. - = ausente.	73
Tabela 9 – Modo de ocorrência dos minerais presentes nos veios pegmatíticos, sin-tectônicos e granito Cajú.	73
Tabela 10 – Teores de óxidos contidos nos grãos de magnésio-ferrita presentes nos veios pegmatíticos B7 e B8, no veio sin-tectônico C10 e no granito Cajú.	74
Tabela 11 – Teores de óxidos contidos nos grãos de rutilo presentes nos veios pegmatíticos A5 e B8, e no granito Cajú.	74

Tabela 12 – Teores de elementos contidos nos grãos de betafita presentes no veio pegmatítico B8, nos veios sin-tectônicos B9 e C10.	75
Tabela 13 – Teores de elementos contidos nos grãos de monazita presentes nos veios pegmatíticos B7 e B8, nos veios sin-tectônicos B9 e C10 e no granito Cajú.	75
Tabela 14 – Porcentagem em peso de óxido para elementos maiores.	85
Tabela 15 – Quantidade (ppm) de elementos traço.	85
Tabela 16 – Porcentagem em peso de óxido de elementos maiores nos cristais de K-feldspato analisados.	86
Tabela 17 – Quantidade (ppm) de elementos menores nos cristais de K-feldspato analisados.	86
Tabela 18 – Resultados das análises isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em quartzo, K-feldspato, biotita e magnetita presentes em veios pegmatíticos e em rocha (anfíbolito e porção granítica de pegmatito), além do fracionamento isotópico entre pares mineralógicos utilizados para cálculos geotermométricos e suas respectivas temperaturas de cristalização. Os valores duplicados de temperatura correspondem a dois valores possíveis na equação quadrática utilizada no cálculo do fracionamento isotópico magnetita-fluido. Os resultados em vermelho correspondem a valores de temperatura irrealis ou fora do <i>range</i> experimental para determinado mineral. Legenda: qtz= quartzo, KF= K-feldspato, bt= biotita, mg= magnetita, $1000\ln\alpha$ = fracionamento isotópico para pares mineralógicos, (-)= não determinado. Os fracionamentos isotópicos utilizados são os mesmos que os da tabela 4.	87
Tabela 19 – Resultados das análises isotópicas de hidrogênio (δD) obtidas em inclusões fluidas de cristais de quartzo, em K-feldspato e biotita presentes em veios pegmatíticos e em rocha (anfíbolito biotitizado), além da quantidade de água (H_2O) obtida para cada um destes minerais. Análises com dois resultados correspondem a duplicatas. Legenda: IF(qtz)= inclusões fluidas em quartzo, qtz= quartzo, KF= K-feldspato, bt= biotita e (-)= não determinado.	88
Tabela 20 – Resultados das análises isotópicas de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) obtidas em inclusões fluidas em cristais de quartzo de veios pegmatíticos, além da quantidade de CO_2 total obtida para cada um destes cristais. Legenda: IF(qtz)= inclusões fluidas em quartzo e (-) = não determinado.	89

Tabela 21 – Resultados (em ‰) do cálculo da composição isotópica do oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) de fluidos aquosos em equilíbrio com os minerais analisados em veios pegmatíticos e rocha (anfíbolito e porção granítica de pegmatito). Os dados isotópicos de hidrogênio (δD) representam análises diretas do fluido aprisionado em inclusões fluidas aquosas em cristais de quartzo. Legenda: qtz= quartzo, KF= K-feldspato, bt= biotita, mg= magnetita, $1000\ln\alpha$ = fracionamento isotópico mineral-fluido e (-)= não determinado. Os resultados de pares mineralógicos considerados em desequilíbrio durante os cálculos geotermométricos (Tab. 18) não são mostrados nesta tabela. Os resultados em vermelho correspondem a análises consideradas em desequilíbrio isotópico.

SUMÁRIO

Agradecimentos	vi
Resumo	vii
<i>Abstract</i>	viii
Lista de Figuras	ix
Lista de Tabelas	xx
1 – Introdução	1
1.1 – Localização:	1
1.2 – Objetivos	2
2 – Metodologia	4
2.1 - Etapa Pré-Campo	4
2.2 - Etapa de Campo	4
2.3 - Etapa Pós-Campo	6
2.3.1 - Petrografia Óptica	6
2.3.2 - Separação Mineralógica	6
2.3.3 - Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e microanálises químicas por EDS (<i>Energy Dispersive System</i>)	7
2.3.4 - Isótopos Estáveis	8
2.3.4.1 - <i>Linhas de Extração para Isótopos de Carbono e Hidrogênio</i>	8
2.3.4.2 - <i>Linha de Extração dos Isótopos de Oxigênio</i>	9
2.3.5 - Análises Litogeoquímicas de Rocha Total (RT) e de cristais de K-feldspato	10
3 - Geologia Regional	12
3.1 - Contexto Geotectônico	12
3.2 - Unidades Litológicas de Ponta Negra	14
3.2.1 - Embasamento Ortoderivado	16
3.2.1.1 – <i>Pegmatitos</i>	17
3.2.2 - Sequência Supracrustal	17
3.2.3 - Corpos Granitoides	18
3.3 – Orogenia Búzios	18
4 – Revisão Temática	20
4.1 – Estado da Arte dos Pegmatitos	20

4.1.1 – Cristalização	20
4.1.2 – Zonação	21
4.1.3 - Classificação Descritiva	22
4.1.3.1 - <i>Classe Abissal</i>	23
4.1.3.2 - <i>Classe Muscovita</i>	23
4.1.3.3 - <i>Classe Muscovita-Elementos Raros</i>	24
4.1.3.4 - <i>Classe Elementos Raros</i>	24
4.1.3.5 - <i>Classe Mirolítica</i>	25
4.1.4 - Classificação Petrogenética: Famílias de Pegmatitos Graníticos	26
4.1.4.1 - <i>Família NYF (Nb-Y-F)</i>	26
4.1.4.2 - <i>Família LCT (Li-Cs-Ta)</i>	27
4.1.4.3 - <i>Família NYF+LCT</i>	27
4.2 - Isótopos Estáveis – Estado da Arte	29
4.2.1 - Fracionamento Isotópico	29
4.2.2 - Geotermômetros Isotópicos	31
4.2.3 - Valores Isotópicos em Fluidos Aquosos	32
4.2.4 - Variação da Composição Isotópica $\delta^{18}\text{O}$, δD e $\delta^{13}\text{C}$ em Rochas	33
5 - Unidades Relacionadas aos Pegmatitos de Ponta Negra	37
5.1 – Ortognaisse	36
5.2 – Anfibolito	39
5.3 - Granito Cajú	43
5.4 – Geologia Estrutural do Embasamento	45
6 – Os Pegmatitos de Ponta Negra	47
6.1 – Descrição Petrográfica dos Veios Pegmatíticos	50
6.1.1 - Grupos Perpendiculares	50
6.1.1.1 - <i>com diversos núcleos (P1)</i>	50
6.1.1.2 - <i>com borda fina e interior com um núcleo (P2)</i>	57
6.1.1.3 – <i>afaníticos (P3)</i>	58
6.1.1.4 - <i>com borda grossa e interior fino (P4)</i>	62
6.1.1.5 - <i>homogêneo com granulação grossa (P5)</i>	63
6.1.2 – Grupos Paralelos	64

6.1.2.1 - <i>com um núcleo (SP1)</i>	64
6.1.2.2 – <i>veio sin-tectônico (PR1)</i>	65
6.2 – Geologia Estrutural dos Veios Pegmatíticos	67
6.2.1 – Veios Perpendiculares à Foliação	67
6.2.2 - Veios Paralelos à Foliação	70
7 – Minerais em Grãos de Pegmatitos, Veios Sin-tectônicos e do Granito Cajú	72
8 – Geoquímica de Rocha Total e de K-feldspato	85
8.1 - Litogeoquímica Aplicada à Rocha Total	85
8.1.1 - Elementos Maiores	85
8.1.2 - Elementos-Traço (V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb e Ba)	85
8.2 – Litogeoquímica Aplicada a K-feldspato	86
8.2.1 - Elementos Maiores	86
8.2.2 - Elementos-Traço (V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb e Ba)	86
9 – Isótopos Estáveis – Resultados	87
9.1 - Isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e cálculos geotermométricos	87
9.2 - Isótopos de hidrogênio (δD)	88
9.3 - Isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$)	89
9.4 - Cálculo dos Fluidos	89
10 – Discussões	91
10.1 – Mineralogia	91
10.1.1 – Sulfetos: Calcocita, Calcopirita, Esfalerita, Galena e Molibdenita	91
10.1.2 – Óxidos: Betafita, Magnésio-Ferrita, Rutilo e Uraninita	92
10.1.3 – Fosfatos: Apatita, Monazita e Xenotímio	93
10.1.4 – Silicatos: Allanita, Coffinita, Granada, Torianita, Torita e Torogomita	94
10.2 – Geoquímica de Rocha Total e Química Mineral	94
10.2.1 – Geoquímica de Rocha Total	94
10.2.1.1 – Elementos Maiores	94
10.2.1.2 - Elementos-Traço (V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb e Ba)	97
10.2.1.3 - Ambientes Geotectônicos	100
10.2.2 – Geoquímica Mineral de K-feldspato	101
10.2.2.1 – Elementos Maiores	101

10.2.2.2 - Elementos-Traço (V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb e Ba)	102
10.2.2.3 – Substituições Iônicas: K^+ por Rb^+ e Sr^{+2} por Ba^{+2}	103
10.3 – Isótopos Estáveis	107
10.3.1 – Geotermometria e Origem dos Fluidos	108
10.3.2 – Isótopos de Carbono	112
10.4 – A Origem dos Pegmatitos e seu Contexto Tectônico em Relação à Faixa Ribeira	116
11 – Conclusões	121
12 – Sugestões Para a Continuação do Estudo	124
Referências Bibliográficas	125
Anexos	135
Anexo I - Características Dimensionais, Estruturais e Mineralógicas dos Veios Pegmatíticos Separados por Grupo	136
Anexo II - Porcentagem de Cada Mineral Presente em Cada Concentrado de Minerais Pesados nos Corpos Estudados Separados por Fração Magnética	141

1 – INTRODUÇÃO

Ponta Negra está inserida na área pegmatítica Niterói - Rio Bonito definida por Menezes (1986). Esta se localiza na porção oeste do Domínio Tectônico do Cabo Frio (Schmitt, 2001), o qual foi justaposto ao Orógeno Ribeira no Cambriano (Schmitt *et al.*, 2004). Tal região foi escolhida como tema de estudo por apresentar grande densidade de corpos pegmatíticos com textura, granulação, complexidade e disposição espacial distintos.

Segundo Fonseca (2003), os corpos pegmatíticos do Domínio Tectônico do Cabo Frio são provenientes unicamente de fusão parcial de rochas encaixantes. Schmitt *et al.* (2004) vinculam os corpos pegmatíticos a corpos ígneos sin- a tardi-colisional de idade Cambro-ordoviciano. Os pegmatitos desta área são essencialmente fontes de minerais industriais, como o feldspato potássico, mas também apresentam em sua composição muscovita, biotita, berilo, granada, apatita, sillimanita, columbita-tantalita, magnetita, pirita, molibdenita, anatásio e gahnita, entre outros (Menezes, 1986).

Até o momento não há estudos mais aprofundados sobre os pegmatitos presentes no Domínio Tectônico do Cabo Frio que contribuam para a compreensão dos processos tectônicos existentes após a colisão deste terreno com o Orógeno Ribeira, e também para as condições isotópicas dos fluidos que geraram os pegmatitos nesta região, bem como sua temperatura de cristalização.

1.1 – Localização:

A região de Ponta Negra localiza-se no município fluminense de Maricá, a 90 km da cidade do Rio de Janeiro (Figs. 1.1 e 1.2). A área de estudo é acessada pela RJ-106 (Rodovia Amaral Peixoto) sentido Região dos Lagos e, após a localidade de Manuel Ribeiro, é utilizada a RJ-118 sentido Sul.

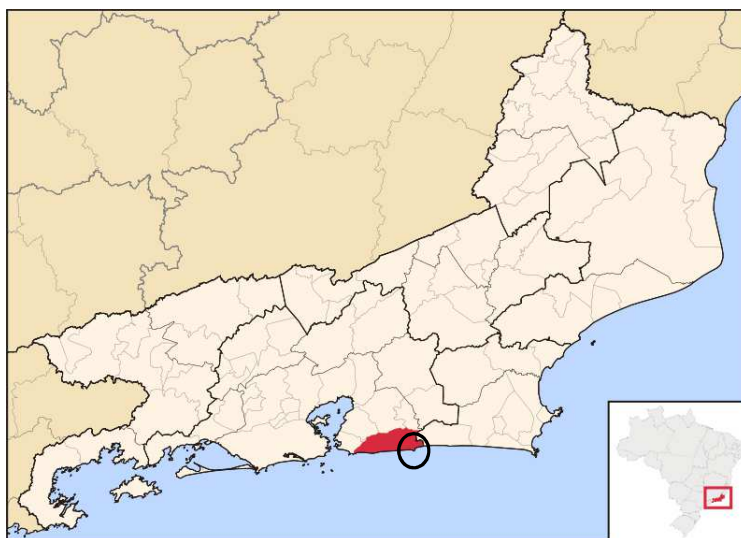


Figura 1.1 - Mapa do estado do Rio de Janeiro com destaque para o município de Maricá (em vermelho) e para a área de Ponta Negra, circundada em preto. Fonte: *Wikipedia*.

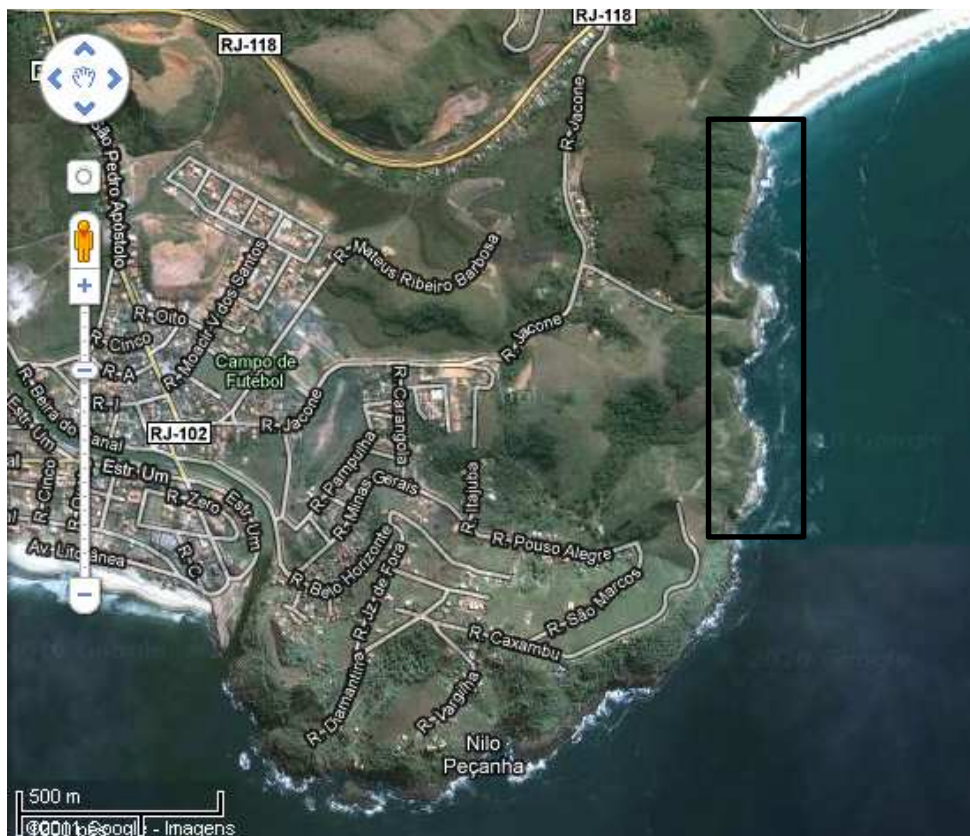


Figura 1.2 – Imagem de Satélite de Ponta Negra, Maricá. A área de estudo está destacada pelo retângulo preto. Os afloramentos estudados localizam-se no costão rochoso da Ponta Negra, uma ponta rochosa que separa as praias de Ponta Negra, a oeste, e de Jacone, a leste. Fonte: *Google Earth*, em 05/09/2010.

1.2 - Objetivos

O objetivo geral do estudo é caracterizar a geologia dos pegmatitos tardi-tectônicos de Ponta Negra para contribuir com o entendimento da origem destes corpos e o contexto tectônico no período pós-colisional da amalgamação do Domínio Tectônico do Cabo Frio na Faixa Ribeira.

E os objetivos específicos deste estudo são:

- caracterização e detalhamento dos pegmatitos da área de Ponta Negra (textura, granulação, disposição espacial, formato dos corpos, tipos de contato, sucessão cronológica e identificação da mineralogia) a partir de mapeamento geológico de detalhe, incluindo a representação em croquis detalhados;
- determinar a temperatura de formação desses corpos pegmatíticos (cálculos geotermométricos), e a composição e origem dos fluidos que os formaram através de análises por isótopos estáveis;
- determinar e comparar a composição geoquímica (rocha total) de veios tardi-tectônicos, veios sin-tectônicos e de uma amostra de granitoide, que ocorre

nas imediações da área de estudo (granito Cajú), além de cristais de K-feldspato oriundos de corpos pegmatíticos;

- determinar possíveis fontes dos veios tardi-tectônicos a partir de comparações mineralógicas destes com veios sin-tectônicos presentes no embasamento ortoderivado e com o granito Cajú, delimitado na região por Ferrari *et al.* (1982);
- correlacionar a disposição espacial dos corpos pegmatíticos com a evolução tectônica da região.

2 - METODOLOGIA

O estudo foi dividido em três etapas (pré-campo, de campo, e pós-campo) descritas a seguir.

2.1 - Etapa pré-campo

Na etapa pré-campo foi realizada revisão bibliográfica sobre a geologia regional da área de estudo, e sobre a formação e classificação de pegmatitos. Além disso, foi usada a Folha topográfica Saquarema (SF-23-Z-B-V-4) na escala 1:50.000 utilizada como mapa-base para os trabalhos de campo.

2.2 - Etapa de campo

Na etapa de campo foi realizado mapeamento geológico de detalhe, totalizando 14 dias de trabalho (12,17,19 e 20/07/10, 20/8/10, 5/9/10, 28-30/10/10, 17/12/10, 17/3/11, 6/4/11, 19/4/11 e 3/5/11). Foram individualizados 52 corpos, entre pegmatitos tardi-tectônicos e corpos sin-tectônicos, reconhecidas suas rochas encaixantes, bem como observadas as relações entre estas unidades (tipos de contato, sucessão cronológica, identificação da mineralogia, textura, granulação, estrutura e formato dos corpos).

Foi realizado mapeamento de detalhe na escala 1:1.590 em área de aproximadamente 0,1 km² (100.000m²). Através do mapeamento, os corpos pegmatíticos na área foram identificados e dispostos em croquis (Figs. 6.2 e 6.3); medidos (largura e comprimento); nomeados, descritos e individualizados em 07 grupos baseando-se na disposição espacial em relação a: (i) foliação das rochas encaixantes (perpendicular, P, ou paralelo a subparalelo, SP ou PR), (ii) ocorrência ou não de zonação, variação de granulação, textura e mineralogia (Tab. 1). A partir desses dados foram coletadas amostras de rocha e de minerais para posteriores análises laboratoriais. A área foi subdividida em três subáreas (A, B e C), e com isso os corpos presentes em cada subárea possuem em seu nome a letra correspondente à subárea em que se encontra, além do número correspondente à ordem em que foram identificados (*i.e.* B8 = pegmatito nº 8 da subárea B). Os dados de disposição espacial dos veios pegmatíticos foram obtidos utilizando bússola CLARK, e representados através de estereogramas em *dip-dip* utilizando-se o software *Stereonet*.

Tabela 1 - Classificação dos pegmatitos de Ponta Negra conforme sua disposição espacial em relação à foliação das rochas encaixantes, complexidade, classificação em grupos (definidos neste trabalho em relação a variações de textura e granulação), nomenclatura e cores de representação na figura 6.2.

Relação estrutural	Complexidade	Grupo	Sigla	Corpos	Cor (Anexo I)
Perpendicular	Zonado	com diversos núcleos	P1	A5, A14, A15, A18, PT09, B2, B4, B7, B8, B13, B15, C1, C2, C3, C7 e C8	Laranja
Perpendicular	Zonado	com borda fina e interior com um núcleo	P2	A6, A12, A16, A17, B10, B16	Preta
Perpendicular	Não-zonado	Afaníticos	P3	A2, A3, A4, A21, A22, A23, C13	Rosa
Perpendicular	Não-zonado	com borda grossa e interior fino	P4	A10, A19, B1 e C14	Azul
Perpendicular	Não-zonado	homogêneo com granulação grossa	P5	A8, A9, A11, B5, B6, B11, B12, C6, C9 e C11	Verde
Subparalelo	Zonado	com um núcleo	SP1	A1, A7, A13, A14,5, A20 e C4	Roxo
Paralelo	Não-zonado	veio sin-tectônico	PR1	B9, C5 e C10	Branco

Ao total foram coletadas 52 amostras entre rochas e minerais para análise laboratorial, a fim de se reconhecer a mineralogia (pegmatitos e demais rochas), reconstruir a temperatura de cristalização dos corpos pegmatíticos e determinar a possível fonte dos corpos presentes na região (Tab. 2; Fig. 6.3).

Tabela 2 - Listagem do material coletado para estudo laboratorial, a quantidade de amostras coletadas, finalidade da coleta e o contexto da amostragem (Fig. 6.3).

Material	Quantidade	Finalidade	Contexto (Anexo II)
ortognaisse	01	Petrografia	Próximo ao veio pegmatítico PT09
anfíbolito	02	Petrografia	Anfíbolito próximo ao veio pegmatítico A5
			Anfíbolito biotitizado próximo ao veio pegmatítico A5
pegmatito	06	Petrografia	Veios pegmatíticos A2, A3 e B8; Veio sin-tectônico C10.
		Análise química; MEV	Veios pegmatíticos B7 e B8; Veios sin-tectônicos B9 e C10.
granito Cajú	01	Petrografia; análise química; MEV	Afloramento na rodovia RJ-106
K-feldspato	15	Isótopos estáveis	Veios pegmatíticos A5, A6, A7, A10, A13, PT09, B2, B4, B7, B8, B11, C1 e C8; Rocha: pegmatito B8.
		Análise química	Veios pegmatíticos A5, A6, A7, A20, A13, PT09, B2, B4, B7, B8, B11, C1 e C8;
quartzo	16	Isótopos estáveis	Veios pegmatíticos A5, A6, A7, A10, A13, PT09, B2, B4, B7, B8, B11, C1, C8 e C14; Rocha: anfíbolito biotitizado e pegmatito B8.
magnetita	04	Isótopos estáveis	Veios pegmatíticos A6 e A10; Rocha: anfíbolito biotitizado e pegmatito B8.
biotita	04	Isótopos estáveis	Veios pegmatíticos B2 e C14; Rocha: anfíbolito biotitizado e pegmatito B8.
molibdenita	01	MEV	Veio pegmatítico A4
rutilo	01	MEV	Veio pegmatítico A5
granada	01	MEV	Veio pegmatítico A5

2.3 - Etapa pós-campo

Na etapa pós-campo os corpos pegmatíticos foram representados em croquis, desenhados no *software Corel Draw* versão X3, com a disposição dos corpos, localização e finalidade de coleta de amostra (Figs. 6.2 e 6.3). Foram realizadas 04 técnicas laboratoriais (petrografia óptica, microscopia eletrônica de varredura, isótopos estáveis e análises litoquímicas) para reconhecimento mineralógico, composicional e de associação paragenética dos corpos pegmatíticos e demais rochas presentes na região.

2.3.1 - PETROGRAFIA ÓPTICA

Análises petrográficas foram executadas em 8 amostras representativas de cada litotipo aflorante na área de estudo (Fig. 6.3), com o intuito de se observar variações mineralógicas, composicionais e associações paragenéticas nas rochas estudadas. O estudo foi realizado no microscópio óptico Nikon Eclipse E200 no Laboratório de Microscopia da UFRJ, e as fotos das lâminas foram obtidas pelo microscópio óptico Zeiss Axioskop 40 no Centro de Tecnologia Mineral (CETEM/MCT) e no Laboratório de Fluorescência de Raio-X da UFRJ.

2.3.2 - SEPARAÇÃO MINERALÓGICA

Separações mineralógicas foram executadas em amostras (2,5 a 8,5 kg) de veios pegmatíticos (B7 e B8; Fig. 6.3), veios sin-tectônicos (B9 e C10; Fig. 6.3) e do granito Cajú (Ferrari *et al.*, 1982), devido à proximidade deste corpo com a área de estudo (Fig. 3.3). As amostras foram inicialmente moídas em britador de mandíbulas, homogeneizadas em pilhas cônica e longitudinal, peneiradas à seco (ROTAP, 10#, 80# e 150#), moídas em moinho de barras (>80#) e peneiradas à úmido (entre 10 e 150#) na mini-usina piloto do Centro de Tecnologia Mineral (CETEM). A seguir foi feita a concentração de minerais pesados em batéia no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras da Faculdade de Geologia da UERJ (LGPA-FGEL). A separação mineralógica por meio denso (bromofórmio) foi executada no Setor de Caracterização Mineralógica da Coordenação de Análises Mineraias (SCT-COAM) do CETEM. Foi utilizado ainda o separador eletromagnético Frantz (0,3A, 0,5A, 0,8A e 1,0A) no Laboratório de Sedimentologia (LAGESED) do DEGEO-UFRJ. Posteriormente foi feito o reconhecimento mineralógico dos concentrados de cada uma destas frações por lupa binocular no CETEM e na UFRJ. Como grande parte dos minerais possuía capa de alteração, que dificultavam a identificação dos mesmos, optou-se em analisar os concentrados através da Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV-EDS).

2.3.3 - MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) E MICROANÁLISES QUÍMICAS POR EDS (*ENERGY DISPERSIVE SYSTEM*)

Minerais de interesse econômico e petrológico foram embutidos em seções polidas no CETEM e no Departamento de Geologia da *Université Jean Monnet* (Saint-Etienne, França). Estes foram analisados em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) FEI Quanta 400 no CETEM. Este sistema conta com espectrômetro de energia dispersiva *Bruker XFlash 4030*, tecnologia SSD (*silicon drift detector*) que, com uma janela de 30 mm², permite contagens da ordem de 150 kcps com tempo morto de 8 a 10% e resolução espectral melhor que 137 eV para Mn α . O aparelho é operado em alto vácuo, tensão de aceleração de elétrons de 25 kV e *spot size* de 6,4 μ m. Microanálises químicas de minerais foram executadas em EDS (*Energy Dispersive System*) *Bruker Quantax* acoplado ao MEV. Estas são obtidas no modo quantitativo de padrões, com auto-calibração a partir da radiação de fundo da análise (*Bremstrahlung*) e correção de PB-ZAF por parâmetros fundamentais. Antes das sessões de análise o espectrômetro foi calibrado (espectralmente) tanto para energia quanto para as contagens com um padrão de cobre. Todas as análises são apresentadas em porcentagem em peso.

As imagens obtidas durante as análises foram tratadas no *software Corel Draw* e os minerais foram identificados por siglas (Tab. 3) retiradas de Whitney & Evans (2010).

Tabela 3 - Listagem dos minerais identificados por MEV, suas respectivas fórmulas químicas e suas respectivas siglas utilizadas neste trabalho. Adaptado de: Whitney & Evans (2010).

SIGLA	MINERAL	FÓRMULA QUÍMICA
Aln	Allanita	(Ca,Fe,La,Ce,Y,Na) ₂ (Al,Mg,Mn,Fe) ₃ Si ₃ O ₁₂ OH
Amp	Anfíbólio	Fórmula geral A ₀₋₁ B ₂ C ₅ T ₈) ₂₂ (OH,F,Cl) ₂ A = K e Na; B = Fe, Mn, Mg, Ca e Na; C = Al, Cr, Ti, Fe ⁺³ , Mg, Fe ⁺² e Mn; T = Si, Al, Cr ⁺³ , Fe ⁺³ e Ti ⁺⁴
Ap	Apatita	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (F,OH,Cl)
Brt	Barita	BaSO ₄
Btf/Bet	betafita	(Ca,U) ₂ (Ti,Nb,Ta) ₂ O ₆ (OH)
Bn	Bornita	Cu ₅ FeS ₄
Cal	Calcita	CaCO ₃
Cct	Calcocita	Cu ₂ S
Ccp	Calcopirita	CuFeS ₂
Di	Diopsídio	CaMgSi ₂ O ₆
Ep	Epidoto	(Ca,Na,Fe)Al ₂ O ₃ Si ₃ O ₁₁ OH
Sp	Esfaleraita	ZnS
Gn	Galena	PbS
Ilm	Ilmenita	FeTiO ₂
Kfs	K-feldspato	KAlSi ₃ O ₈
Lm	Limonita	Fe(OH) ₃ .nH ₂ O
Mg-ferrita	magnésio-ferrita	MgFe ₂ O ₄
Mc	Mica	-
Mol	Molibdenita	MoS ₂
Mnz	Monazita	(Ce,La,Nd,Th)PO ₄
Py	Pirita	FeS ₂
Qz	Quartzo	SiO ₂
Rt	Rutilo	TiO ₂
Sch	scheelita	CaWO ₄

Spn	titanita	CaTiOSiO ₄
Trt	torianita	ThO ₂
Thr	torita	ThSiO ₄
Trg	torogomita	Th(SiO ₄) _{1-x} (OH) _{4x}
Urn	uraninita	UO ₂
Xtm	xenotímio	YPO ₄
Zrn	zircão	ZrSiO ₄

2.3.4 - ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Estudos de isótopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$), hidrogênio (δD) e carbono ($\delta^{13}\text{C}$) foram desenvolvidos pela mestrandia na *Université Jean Monnet*, em Saint Etienne, França, no período de 30/05/2011 a 14/07/2011, sob a supervisão do Prof. Dr. Christophe Renac.

Foram utilizadas duas linhas diferentes de extração. A primeira linha é voltada para os isótopos de carbono e hidrogênio, e a segunda, para os de oxigênio.

Análises de isótopos de carbono e hidrogênio foram aplicadas em inclusões fluidas em cristais de quartzo provenientes de 13 veios pegmatíticos (Fig. 6.3). Análises de hidrogênio foram ainda aplicadas a 12 amostras de K-feldspato e 2 de biotita provenientes dos mesmos veios pegmatíticos analisados para $\delta^{13}\text{C}$ e em 1 amostra de biotita de anfibolito biotitizado.

Os isótopos de oxigênio foram aplicados em 14 amostras de quartzo, 13 de K-feldspato, 2 de biotita e 2 de magnetita de núcleos de veios pegmatíticos, e em 2 amostras de quartzo, 1 de K-feldspato, 2 de biotita e 2 de magnetita de rocha (anfibolito biotitizado e porção granítica de pegmatito). O objetivo desse método foi determinar a assinatura isotópica desses minerais, em 2, 3 ou 4 minerais em paragêneses diferentes, para efetuar cálculos geotermométricos.

Os isótopos de oxigênio, hidrogênio e carbono foram analisados no espectrômetro de massa *IsoPrime*, cujo analisador elementar é o *EuroEA*, em comparação à V-SMOW (*Vienna-Standard Mean Ocean Water*, V-SMOW), para hidrogênio e oxigênio (δD e $\delta^{18}\text{O}$), e V-PDB (*Vienna-Pee Dee Belemnite*) para carbono ($\delta^{13}\text{C}$). Seus valores são reportados em *per mil* (‰), e o erro é $\pm 0,3\%$.

2.3.4.1 - Linhas de Extração para Isótopos de Carbono e Hidrogênio

As amostras são pesadas em balança de precisão e introduzidas em tubo de vidro. A quantidade de cada mineral necessária para análise é diferente devido a diferentes quantidades de H₂O e CO₂ em seus retículos cristalinos. No caso do quartzo, o CO₂ e H₂O de seus cristais foram obtidos a partir de inclusões fluidas (utilizando entre 0,96 a 1,79 mg; fragmentos de 0,2 a 1 cm). Já a hidroxila de K-feldspato (utilizando entre 199,54 a 207,01 mg; fragmentos <200#) e biotita (utilizando entre 40,18 a 59,82 mg; fragmentos <6mm) podem ser observados nestes minerais se estes estiverem alterados intempericamente.

O tubo contendo a amostra é aquecido a 150°C para limpeza de contaminantes e em seguida a mais de 1.600°C, para liberar H₂O e CO₂, posteriormente coletados em contato com N₂(líquido). Com a substituição de N₂(líquido) por N₂(líquido) + álcool ocorre a separação das moléculas de H₂O e CO₂, que podem assim ser coletadas.

O H₂O(gás) é transformado em H₂(gás) em forno por contato com U a 800°C e posteriormente adsorvido por carvão. O compartimento com carvão é aquecido e o H₂(gás) é liberado e coletado para análise no espectrômetro de massa. A proporção relativa entre a pressão de H₂ medida e a quantidade inicial de amostra fornece a porcentagem de H₂O presente no mineral (Fig. 2.1).

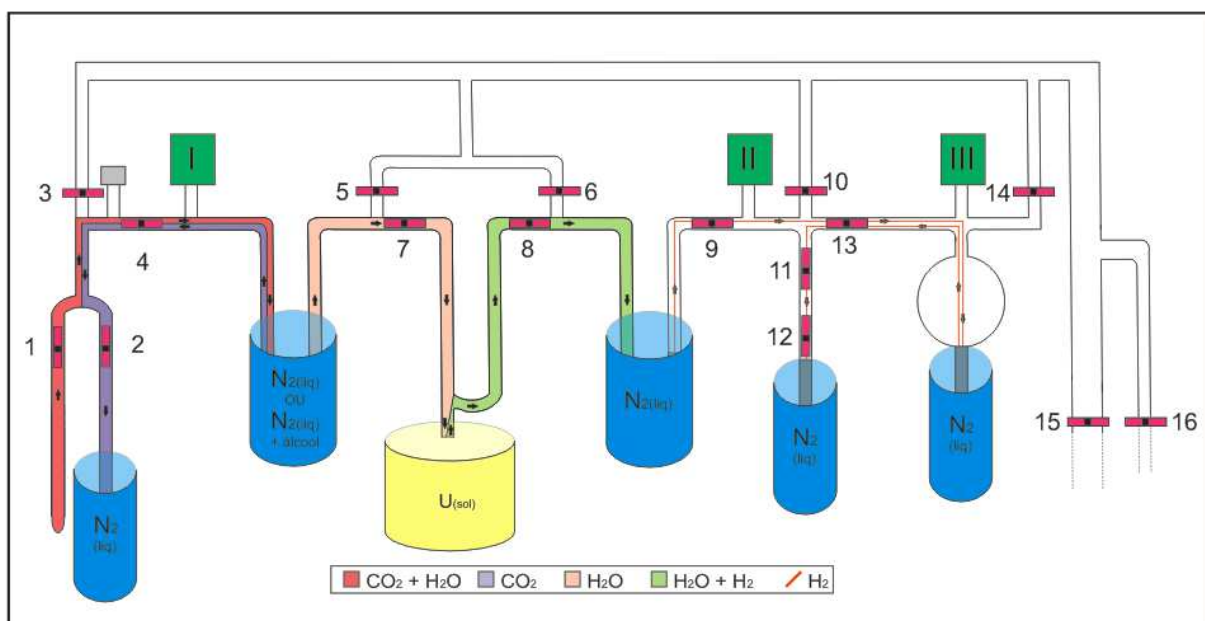


Figura 2.1 - Linha de extração de isótopos de carbono e hidrogênio dos laboratório da *Université Jean Monnet*.

2.3.4.2 - Linha de Extração dos Isótopos de Oxigênio

A linha para extração dos isótopos de oxigênio é separada em 3 etapas: (i) extração de O₂ da estrutura cristalina do mineral a ser analisado a partir de reação com BrF₅ por 8h a 550°C, (ii) transformação do O₂ em CO₂ a partir de reação com C por 10 minutos a 650°C e (iii) captação do mesmo para posterior análise em espectrômetro de massa (Fig. 2.2). Foram utilizados pó de quartzo (entre 5,0 e 7,5 mg), K-feldspato (entre 6,9 e 8,5 mg), biotita (entre 6,1 e 11,8 mg), e magnetita (aproximadamente 10 mg).

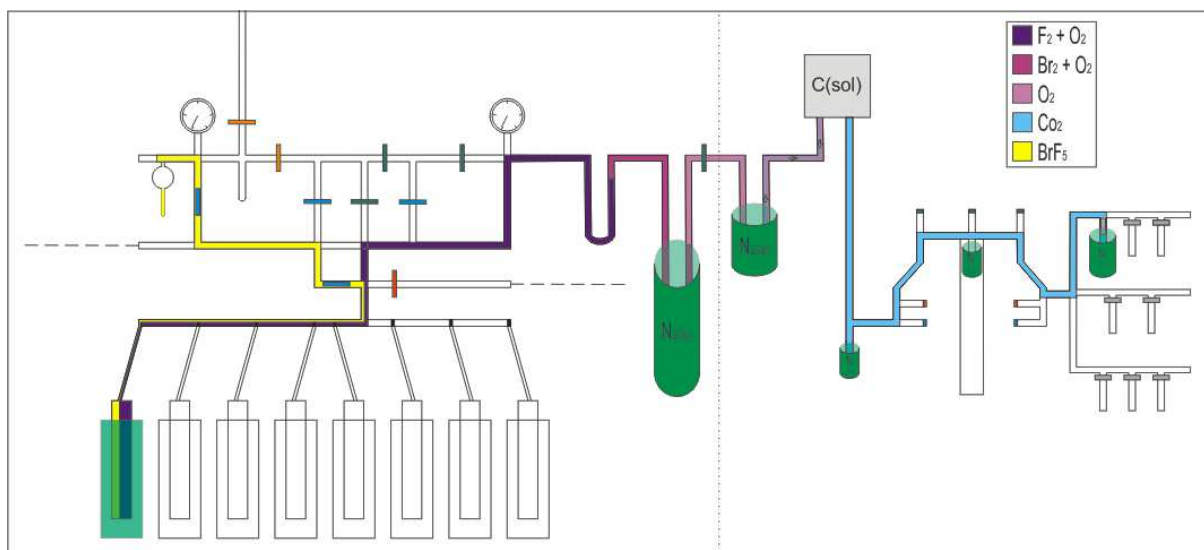


Figura 2.2 - Linha de extração de isótopos de oxigênio dos laboratório da *Université Jean Monnet*.

Para o cálculo geotermométrico e de fluidos foram usadas fórmulas experimentais (Tab. 4) para o fracionamento isotópico entre pares mineralógicos em equilíbrio petrográfico (em paragênese) ou entre minerais-fluidos.

Tabela 4 – Fórmulas experimentais e referências utilizadas para calcular o fracionamento isotópico entre minerais ou entre minerais e fluido.

Fracionamento isotópico	Autores	Range de T (°C) experimental
quartzo – H ₂ O	Clayton <i>et al.</i> (1972)	500 - 750
K-feldspato – H ₂ O	O'Neil & Taylor (1976)	350 - 800
biotita – H ₂ O	Bottinga & Javoy (1973), (1975)	500 - 800
magnetita – H ₂ O	Cole <i>et al.</i> (2004)	300 - 800
quartzo – Biotita	Bottinga & Javoy (1975)	500 - 800
quartzo – magnetita	Chiba <i>et al.</i> (1989)	600 - 1300

2.3.5 - ANÁLISES LITOGEOQUÍMICAS DE ROCHA TOTAL (RT) E DE CRISTAIS DE K-FELDSPATO

Foram coletados 13 cristais de K-feldspato dos corpos pegmatíticos A5, A6, A7, A13, A20, PT-09, B2, B4, B7, B8, B11, C1 e C8 (Fig. 6.3) para análise química. Primeiramente os cristais são limpos com água corrente e detergente para retirada de impurezas e secos a 50°C por 2h; cristais mais alterados são limpos por meio de abrasão com o auxílio de mini-retífica. Após a limpeza, cada cristal foi desagregado manualmente com marreta (2kg) para obtenção de frações <8mm, moídas em cadinho de ágata e por fim introduzidas no moinho planetário *PULVERISETTE 6* nos laboratórios do CETEM. O material obtido é retirado do moinho e peneirado à seco; o processo é repetido até a obtenção de frações <200#.

Veios pegmatíticos discordantes (B7 e B8) e veios sin-tectônicos (B9 e C10) (Fig. 6.3) foram, junto com uma amostra do granito Cajú (Fig. 3.3), analisados por litogeoquímica de rocha total (RT). A preparação destas amostras (britador de mandíbulas;

homogeneização em pilhas cônica e longitudinal, moinho planetário) foi realizada no CETEM.

Após completo o processo de moagem, cerca de 10g do material de cada amostra (K-feldspato ou RT) foi enviado ao Laboratório de Fluorescência de Raios X do DEGEO-UFRJ para análise de elementos maiores e traço. Elementos maiores e traço foram dosados com tubo de Rh. A perda ao fogo foi obtida através da obtenção do peso da amostra antes e depois da mesma ser levada a 950°C por meia hora. Os elementos maiores foram detectados a partir da fusão de 1,2 g de pó do material com tetraborato de Lítio. Os elementos-traço (V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb e Ba) foram determinados em 7g do pó da amostra, prensados com 1g de aglutinante *wax*. Com base em análises de padrões, o erro analítico relativo estimado é: Si, Al (<1%), Fe, Mg, Ca (1-2%), Ti, Na, K (3-5%), P e elementos traço (\leq 6%). Os resultados obtidos foram tratados com o *software* GCDkit 2.3.

3 - GEOLOGIA REGIONAL

3.1 - Contexto Geotectônico

A Plataforma Sul-Americana foi consolidada a partir da amalgamação do Gondwana Ocidental entre ca. 890 e 520 Ma (Almeida, 1967; Unrug, 1996; Valeriano *et al.*, 2004; Hasui, 2010). Este processo consistiu em aproximação, colisões complexas e ajustes de diversas massas continentais arqueanas a paleoproterozóicas (crátons Amazônico, do Oeste Africano, do Congo, Rio de La Plata, Kalahari, entre outros) e concomitante desenvolvimento de faixas móveis neoproterozoicas a eo-ordovicianas no denominado Ciclo Brasileiro/Pan-Africano (Almeida *et al.*, 1976).

O Evento Brasileiro gerou, entre outras faixas orogênicas, a Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977). Conforme Heilbron *et al.* (2004) esta província pode ser subdividida nos setores Setentrional (orógeno Araçuaí), Central (orógenos Ribeira e Apiaí) e Meridional (orógeno Dom Feliciano). O setor Central do orógeno Ribeira, no qual se insere regionalmente a área de estudo, foi compartimentada por Heilbron & Machado (2002) em quatro Terrenos: Terreno Ocidental, *Klippe* Paraíba do Sul, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio, este último denominado neste trabalho como Domínio Tectônico do Cabo Frio. Tais terrenos encontram-se imbricados para NW/W, em direção ao Cráton do São Francisco, resultado das várias etapas de convergência brasileiras (Fig. 3.1).

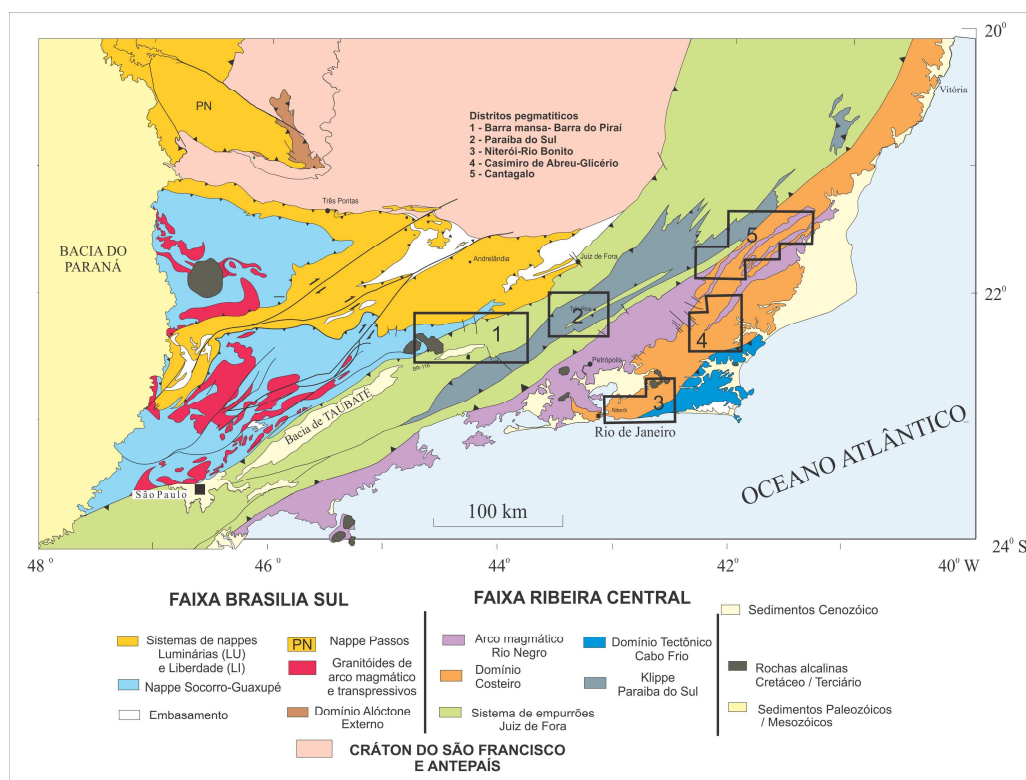


Figura 3.1 - Mapa geotectônico regional, contendo o cráton do São Francisco, parte da Faixa Brasília e o Segmento Central da Faixa Ribeira (Trouw *et al.*, 2000) adaptado com a divisão das províncias pegmatíticas proposta por Menezes (1986). Áreas Pegmatíticas: (1) Barra Mansa – Barra do Piraí; (2) Paraíba do Sul; (3) Niterói – Rio Bonito (área de estudo); (4) Casimiro de Abreu – Glicério; (5) Cantagalo – São Fidélis.

Heilbron & Machado (2003) determinaram quatro estágios evolutivos para o orógeno Ribeira, sendo eles: pré-colisional, colisional proterozoico, colisional cambriano e pós-colisional.

No estágio pré-colisional (ca. 790 a 590 Ma; Fig. 3.2A) a subducção da Placa São Francisco teria vergência para leste, resultando no desenvolvimento do Arco Magmático Rio Negro no Terreno Oriental (Heilbron *et al.*, 2004).

O estágio de colisão proterozoica (ca. 590 a 560 Ma; Fig. 3.2B), teria sido oblíquo, gerando zonas de encurtamento frontal com vergência para oeste, com mergulho íngreme, com componente transpressivo destal e estruturas com *trend* NE-SW. Devido à esta estruturação, os limites entre os compartimentos tectônicos (Fig. 3.1) são representados por falhamentos reversos ou por zonas de cisalhamento oblíquas (Heilbron *et al.*, 2004). Este estágio é responsável por amalgamar os Terrenos Ocidental, Oriental e *Klippe* Paraíba do Sul, colocando os dois últimos sobre o primeiro, e os três sobre os terrenos recém-amalgamados da porção sul da Faixa Brasília em ca. 630 Ma (Heilbron *et al.*, 2004). Nesta etapa foi desenvolvida nos três terrenos intensa deformação, metamorfismo em fácies anfibolito alto a granulito (Tupinambá *et al.*, 2007) e espessamento da crosta, o que originou diversas suítes granitoides, abundantes nos Terrenos Ocidental e Oriental.

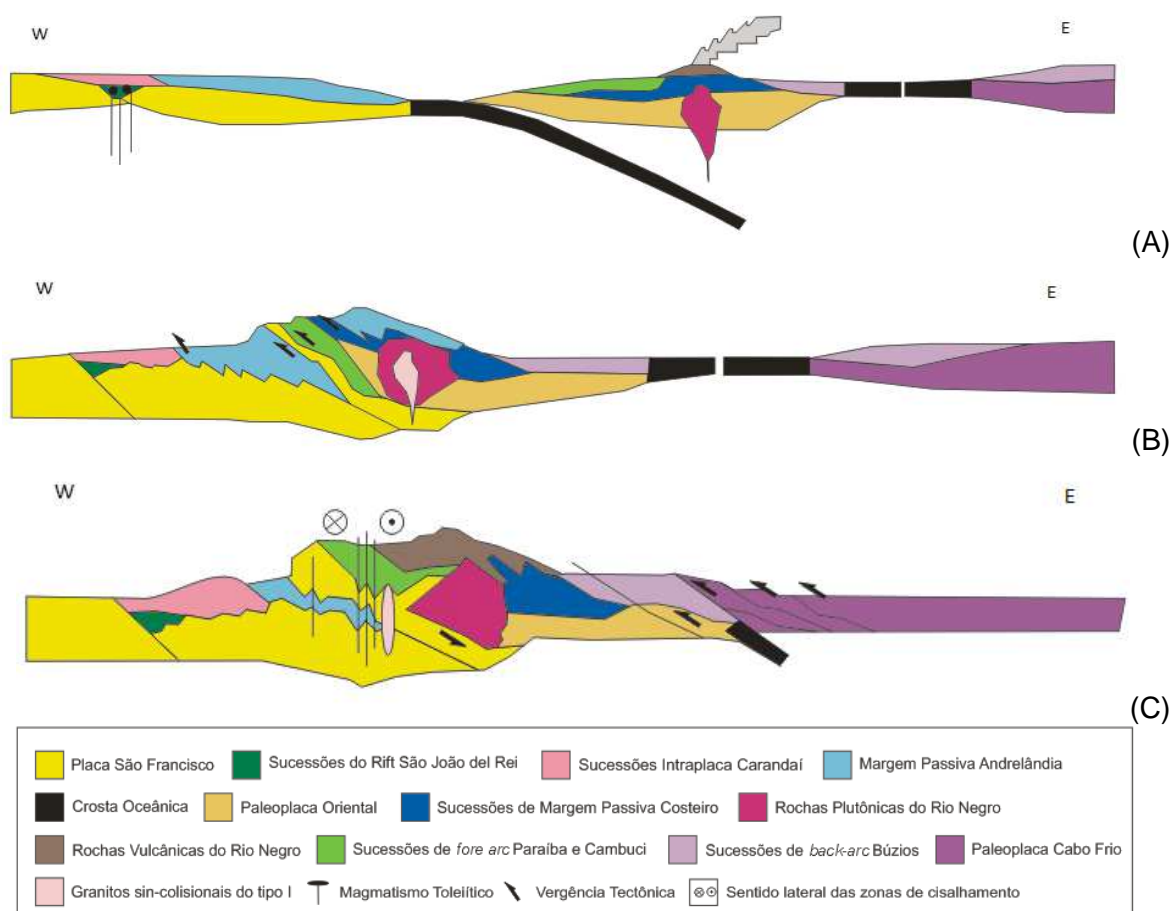


Figura 3.2 - Estágios evolutivos do orógeno Ribeira. A- Estágio pré-colisional (790 a 590 Ma). Subducção da Placa São Francisco para leste, gerando o Arco Magmático Rio Negro na Paleoplaca Oriental; B- Estágio colisional proterozóico(590 a 560 Ma). Amalgamação do Terreno Ocidental, *Klippe* Paraíba do Sul e Terreno Oriental; C- Estágio colisional cambriano (590 a 560 Ma). Amalgamação do Terreno Cabo Frio ao Terreno Oriental. Modificado de Heilbron & Machado (2003).

O estágio colisional cambriano ocorreu em *ca.* 520 Ma (Schmitt *et al.*, 2004), justapondo o Domínio Tectônico do Cabo Frio ao restante do orógeno (Fig. 3.2C). Ele gerou deformação de baixo ângulo no Domínio Tectônico do Cabo Frio e metamorfismo de pressão média a alta. Contemporâneo a tal colisão ocorreu redobramento de estruturas previamente formadas nos demais terrenos da Faixa Ribeira, geração de zonas de cisalhamento destrais (*e.g.* Além Paraíba, Três Corações e Caxambu) marcando um novo episódio metamórfico e geração de granitos contemporâneos (Heilbron *et al.*, 2004).

Conforme Heilbron *et al.* (2004) o estágio pós-colisional (*ca.* 510-480 Ma) seria extensional, marcado pelo colapso do orógeno, afetando o Terreno Oriental e o Domínio Tectônico do Cabo Frio. As estruturas geradas são agrupadas em dois conjuntos: (i) zonas de cisalhamento dúctil-rúptil, normais, longitudinais ao orógeno e associadas a dobras com vergência para leste e (ii) e zonas de cisalhamento subverticais, de direção NW e transversais ao orógeno, sob regime transtensivo e predomínio dos componentes lateral distal e vertical normal (*i.e.* abatimento do bloco leste).

Associado a esse estágio, ocorreu a geração de plutonismo cálcio-alcálico na forma de *stocks* circulares, diques e soleiras. As zonas de cisalhamento se comportaram, provavelmente, como condutos preferenciais para ascensão destes magmas.

3.2 - Unidades Litológicas de Ponta Negra

Dentre as unidades constituintes do Domínio Tectônico do Cabo Frio, aquelas que são relevantes ao trabalho são: (i) embasamento ortoderivado, no qual se encontram os pegmatitos estudados, (ii) sequência supracrustal e (iii) corpos granitoides (Fig. 3.3; 3.4).

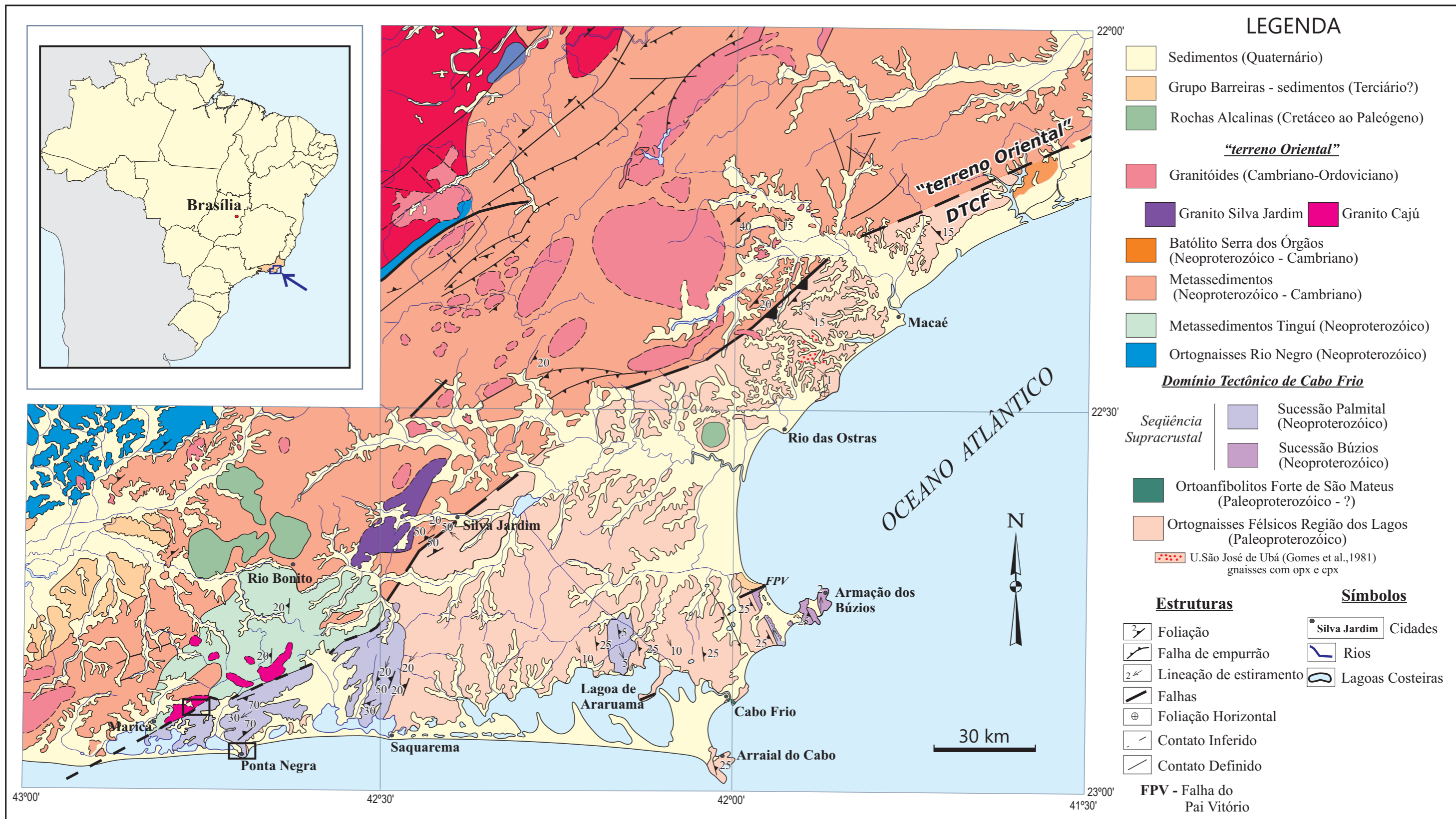


Figura 3.3 - Mapa geológico do Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF) e parte do Terreno Oriental da Faixa Ribeira. Notar as litologias predominantes no DTCF: em rosa o embasamento ortoderivado e em lilás a seqüência supracrustal. O retângulo preto inferior marca a região de Ponta Negra, e o retângulo preto superior marca local de coleta do granito Cajú. Modificado de Schmitt (2001).

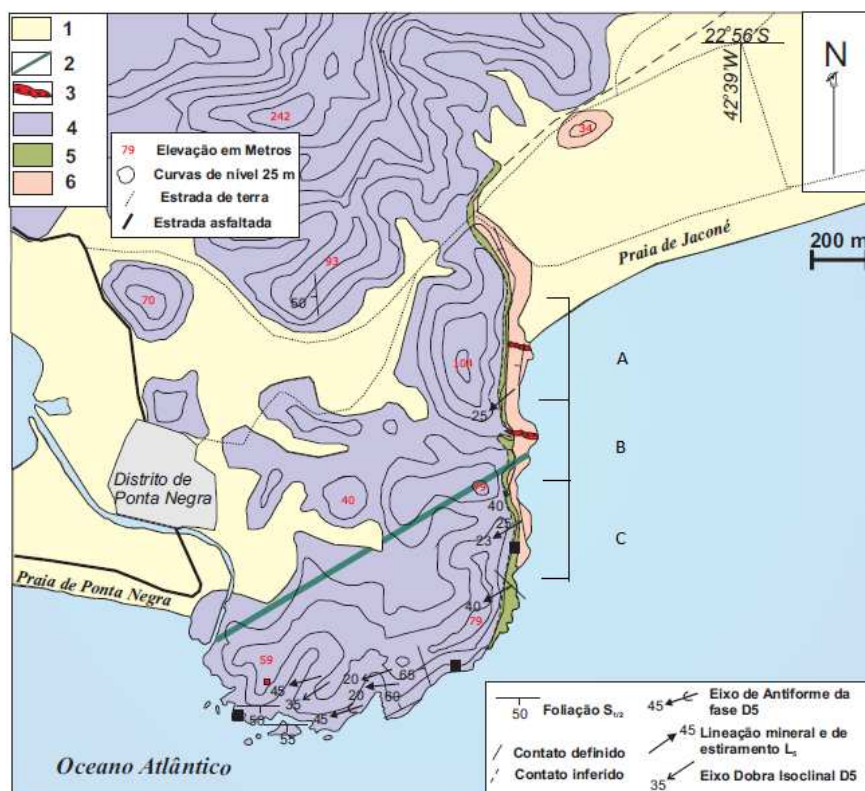


Figura 3.4 – Mapa geológico de Ponta Negra extraído de Schmitt (2001). Unidades litoestratigráficas: (1) Sedimentos Recentes; (2) Dique de basalto; (3) Veios pegmatíticos; (4) Sequência Supracrustal; (5) Rochas calcissilicáticas; (6) Unidade Região dos Lagos. A divisão A-B-C é referente às subáreas de mapeamento.

3.2.1 - EMBASAMENTO ORTODERIVADO

O embasamento do Domínio Tectônico do Cabo Frio é denominado de Unidade Região dos Lagos (Reis *et al.*, 1980) ou Sequência Inferior (Heilbron *et al.*, 1982), sendo representado por rochas ígneas paleoproterozoicas retrabalhadas entre o Neoproterozóico e o Cambriano (Schmitt, 2001). Segundo Schmitt *et al.* (2004) tal unidade é composta majoritariamente por metagranitóides de composição monzogranítica a granodiorítica e, subordinadamente, por metaquartzo-dioritos e metatonalitos, enclaves microdioríticos e veios quartzo-feldspáticos pegmatíticos. Os metagranitóides variam de pouco a intensamente deformados (gnaisses), sendo os últimos representados por intercalação de bandas finas enriquecidas em biotita com bandas quartzo-feldspáticas migmatíticas. É comum a intercalação dos ortognaisses com anfibolitos (Ferrari *et al.*, 1982), individualizados como "bandados" ou "homogêneos" por Schmitt (2001). Ferrari *et al.* (1982) descreveram corpos métricos lenticulares de anfibolito, dobrados e estirados paralelamente à foliação dos ortognaisses e boudinados, com ocorrência de pegmatitos nos *necks* de *boudins*.

3.2.1.1 - Pegmatitos

Heilbron *et al.* (1982) descrevem os pegmatitos do Domínio Tectônico do Cabo Frio como "...diques e veios que cortam as duas Sequencias (Inferior e Superior), com contatos bruscos. São essencialmente compostos por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita e muscovita, podendo conter ainda granada, apatita, turmalina, molibdenita e rutilo". Para tais autores, possivelmente ocorrem duas gerações de pegmatitos, uma possuindo clivagem de fratura e dobrados, e outra formada por corpos totalmente discordantes, sem xistosidade.

Segundo Menezes (1986), os pegmatitos do Domínio Tectônico do Cabo Frio fazem parte da província pegmatítica Niterói - Rio Bonito (Fig. 3.1). O autor descreve tais pegmatitos como migmatitos e/ou veios que cortam gnaisses facoidais. Nesta área, os pegmatitos seriam compostos essencialmente por K-feldspato, quartzo e micas, com predomínio da muscovita sobre biotita. Através de concentrado de batéia, Menezes (1986) observou ocorrências de plagioclásio (albita e oligoclásio), berilo, granada, apatita, sillimanita, columbita-tantalita, magnetita, pirita, molibdenita, minerais radioativos e de boro. Foram ainda identificados anfibólio, anatásio, clorita, gahnita, hematita, ilmenita, limonita, leucóxênio, monazita, rutilo, titanita, xenotímio, zircão e concreções de ferro e manganês.

Segundo Menezes (1997; *in* Schmitt, 2001), ocorrem diques pegmatíticos e aplíticos tardi-tectônicos que seccionam todas as unidades litoestratigráficas do Domínio Tectônico do Cabo Frio. Estes teriam composição granítica, localizadamente com granada, e não teriam sofrido nenhum tipo de deformação.

Schmitt (2001) descreve os veios quartzo-feldspáticos do Domínio Tectônico do Cabo Frio como "veios hololeucocráticos aplíticos, com textura pegmatítica localizada e intercalados com todos os tipos litológicos. Possuem composição granodiorítica (quando intercalados no domínio gnáissico com metatonalitos e metadioritos) ou monzogranítica até álcali-feldspato granítica (quando intercalado com metagranitóide). Possuem biotita, ilmenita/magnetita, plagioclásio, quartzo, K-feldspato e albita. Sua textura é granoblástica disseminada. Lineações quartzo-feldspáticas, dobras intrafoliais e isoclinais nestes veios em escala de afloramento comprovam o caráter pré a sin-tectônico dos mesmos". As datações disponíveis destes pegmatitos são de 440 ± 11 Ma por U/Pb em zircão (Schmitt, 2001), em um corpo tardi-tectônico de Ponta Negra (na área deste trabalho), e de 471 ± 17 Ma, pelo método Ar/Ar (Fonseca, 2003) no pegmatito Camburí (noroeste de Maricá).

3.2.2 - SEQUÊNCIA SUPRACRUSTAL

O embasamento ortoderivado ocorre em contato brusco com a Sequência Supracrustal, composta pelas Sucessões Palmital (Reis *et al.*, 1980) e Búzios (Schmitt, 2001).

Na região de Ponta Negra aflora apenas a Sucessão Palmital composta por rochas metassedimentares quartzo-feldspáticas (paragnaisses com migmatitos estromáticos e níveis leucossomáticos) com intercalações localizadas de rochas metassedimentares aluminosas (com sillimanita e granada), rochas calcissilicáticas e quartzitos feldspáticos (Schmitt, 2001; Rocha, 2002). As rochas metassedimentares apresentam acamamento composicional mostrando contato gradacional e sugerindo protólitos pelíticos laminados (Schmitt, 2001).

O protólito dos paragnaisses é interpretado como turbiditos aluminosos, que sustentam o padrão cíclico do bandamento composicional homogêneo dos mesmos, e o protólito dos quartzitos como *wackes*, arenitos feldspáticos ou turbiditos.

Por datação U/Pb de zircão da Unidade Palmital, Schmitt *et al.* (2004) determinaram quatro idades de rocha fonte (2,5 Ga, 2,0 Ga, 1,0 Ga e 800-620 Ma) e uma idade metamórfica (511 ± 31 Ma), confirmando o auge metamórfico da Orogenia Búzios.

As rochas metassedimentares calcissilicáticas são divididas em dois litotipos gnáissicos baseados na porcentagem de clinopiroxênio presente: granada clinopiroxenito, (40 a 70% de clinopioxênio); e diopsídio gnaisse (15 e 25% de clinopiroxênio). O protólito destas rochas calcissilicáticas são margas.

3.2.3 - CORPOS GRANITOIDES

Segundo o modelo de Heilbron & Machado (2003) e Heilbron *et al.* (2004) a fase pós-colisional da Faixa Ribeira ocorreu entre o fim do Neoproterozóico e início do Cambriano, sendo marcada pela intrusão de diversos corpos granitóides. Dentre estes ocorrem duas intrusões ígneas no possível contato entre o Terreno Oriental e o Domínio Tectônico do Cabo Frio, sendo eles o granito Silva Jardim (Ribeiro, 2006) com idade de 505 ± 2 Ma (U/Pb em zircão; Moraes, 2009) e o granito Caju (Ferrari *et al.*, 1982). Dentre estes, o granito Caju é o que ocorre mais próximo à área de Ponta Negra (Fig. 3.3), podendo ser uma possível fonte dos pegmatitos presentes na área. Ferrari *et al.* (1982) delimitaram 06 corpos do granito Caju (Fig. 3.3) e o descreveu como um biotita-granito a quartzo-monzonito isotrópico, hololeucocrático a leucocrático, de granulação média a fina.

3.3 – Orogenia Búzios

Tanto o embasamento quanto a sequência supracrustal estão em alto grau metamórfico (*fácies* granulito de alta pressão) e fortemente deformados devido ao evento tectono-metamórfico relacionado à colisão continental no Orógeno Ribeira. Este evento é denominado Orogenia Búzios e ocorreu entre 525 e 480 Ma (Schmitt *et al.*, 2004). Esses autores interpretaram a idade do evento a partir de datação de zircão (U/Pb) em veios

leucossomáticos do embasamento e da sequência supracrustal, produtos da fusão parcial no auge do metamorfismo. Estes veios são sin-D₁ e D₂, como descrito a seguir.

Segundo Schmitt (2001), pode-se dividir a evolução tectônica do Domínio Tectônico do Cabo Frio no Cambro-Ordoviciano (520-480 Ma) em quatro fases deformacionais.

No embasamento ortoderivado as duas primeiras fases deformacionais (D₁ e D₂) são marcadas por bandamento composicional, com a intercalação de litotipos de composições graníticas e corpos anfibolíticos paralelos à foliação tectônica (Schmitt, 2001). Nas rochas supracrustais foram geradas xistosidade e veios leucossomáticos paralelos à foliação principal, estes últimos interpretados como produtos da fusão parcial durante o pico metamórfico em fácies granulito (Heilbron *et al.*, 1982; Schmitt, 2001). A direção de movimento é interpretada como NW-SE e em ambas unidades ocorre lineação de estiramento de baixo ângulo (com caimento para estes dois quadrantes) e dobras fechadas a intrafoliais com eixos paralelos à direção do estiramento. A xistosidade gerada nessas fases é paralela ao acamamento sedimentar (Heilbron *et al.*, 1982) e, portanto, as fases S₀, S₁ e S₂ são consideradas paralelas.

A terceira fase de deformação (D₃) é caracterizada pelo redobramento das estruturas geradas nas duas fases anteriores, originando dobras isoclinais a apertadas, recumbentes, com eixos geralmente paralelos à lineação mineral das fases anteriores, com direção NW-SE e caimento de baixo ângulo para ambos quadrantes (Schmitt, 2001). Nas rochas supracrustais foram geradas lineação marcada por sillimanita fibrolítica, xistosidade nos litotipos ricos em biotita, e algumas lentes leucossomáticas. A presença de sillimanita e as lentes leucossomáticas sugerem que o grau metamórfico durante a fase D₃ era suficientemente alto para permitir a anatexia em fácies anfibolito (Heilbron *et al.*, 1982; Schmitt, 2001). No embasamento há indicadores cinemáticos com topo para NW, indicando continuidade progressiva e transporte tectônico do Domínio Tectônico do Cabo Frio ao Terreno Oriental nesta direção (Schmitt, 2001).

A quarta fase de deformação é representada por redobramento das estruturas geradas nas fases anteriores. É associada à geração de dobras abertas com plano-axial subvertical e eixo com direção NW-SE e zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis de direção NW-SE, com mergulho para NE e SW subparalelas ao plano-axial das dobras D₄. Estas zonas apresentam indicadores de movimento dextral no plano horizontal e são preenchidas por veios pegmatíticos sintectônicos à D₄ (Schmitt, 2001). Schmitt (2001) acredita que ao fim destas fases deformacionais deve ter ocorrido um regime transpressivo, gerando zonas de cisalhamento que serviriam de condutos para os diversos plútons presentes neste Domínio Tectônico, correspondentes temporalmente ao magmatismo pós-colisional de Heilbron *et al.* (2004).

4 – REVISÃO TEMÁTICA

4.1 – Estado da Arte dos Pegmatitos

London (2008) define pegmatito como “*uma rocha essencialmente ígnea, normalmente de composição granítica, que se diferencia das demais rochas ígneas por seu tamanho de grão extremamente grosso, mas variável, ou pela abundância de cristais com hábitos esquelético, gráfico ou outro tipo de crescimento cristalino fortemente direcional. Os pegmatitos ocorrem como corpos homogêneos a zonados, cujas encaixantes são rochas ígneas ou metamórficas*”.

Tais corpos se apresentam como diques tabulares, *sills*, lentes ou veios, com limites bem definidos a irregulares em relação à rocha encaixante e grande variação em termos de espessura (metros a centenas de metros) e comprimento (metros a quilômetros). Suas origens são atribuídas a processos magmáticos de extremo fracionamento ou ainda a atividade hidrotermal tardi-magmática, neste caso compreendendo uma mistura de fluidos quimicamente distintos (London, 2008). Tais processos levam ao enriquecimento do fluido em elementos incompatíveis, substâncias voláteis e metais raros (e.g. Be, Nb, Ta, Li, Rb, Ce e Ga, entre outros), o que se reflete na mineralogia única e economicamente interessante dos pegmatitos (gemas, minerais raros e industriais). Os pegmatitos originados em ambientes metamórficos são principalmente associados a fluidos oriundos de processos de devolatilização, em especial de gnaisses félsicos (Guilbert & Park Jr., 1986).

4.1.1 – CRISTALIZAÇÃO

A maioria dos geólogos infere que os pegmatitos se cristalizam na temperatura da curva *solidus* para granitoides (ca. 650-700°C). A partir de dados de petrologia experimental, das assembléias mineralógicas observadas e de estudos de inclusões fluidas, alguns autores (e.g. London, 2005, 2008) indicam que pegmatitos podem cristalizar em temperatura muito abaixo da curva *solidus* (ca. 350-450°C) para uma fusão granítica hidratada (Fig. 4.1). Os fluxos (e.g. P, B, F, H₂O) têm papel fundamental na diminuição extrema das curvas *solidus* e *liquidus* das fusões aumentando a miscibilidade de outros componentes menos solúveis (London, 2008). Segundo este autor, o aumento na concentração dos fluxos interrompe momentaneamente a nucleação de quartzo e feldspato.

Segundo Lofgren (1974), conforme a taxa de resfriamento de um líquido silicatado aumenta, o hábito dos minerais que se cristalizam varia progressivamente de euédrico para esquelético, gráfico e radial. O resfriamento de uma fusão silicatada hidratada com temperatura entre 75 a 100°C abaixo da curva *liquidus* gera, portanto, mudanças importantes nos padrões de nucleação dos cristais e nas morfologias de crescimento.

Quanto maior a supersaturação da fusão, obtida pelo rápido resfriamento abaixo da curva *liquidus* (*supercooling*) mais a rocha cristalizada se caracterizará como um pegmatito, em termos de trama e textura (London *et al.*, 1989).

As idéias iniciais de formação de pegmatitos comparavam os tamanhos de cristais formados nos mesmos com granitos de granulação fina para associá-los a processos de cristalização lenta. Tal idéia se tornou desacreditada a partir de progressos tecnológicos pela indústria de cristais sintéticos, a qual mostrou que enormes cristais (principalmente de silicatos e óxidos), normalmente insolúveis, podem crescer entre semanas e meses em determinadas composição de fluidos ou gradientes termais (O'Donoghue, 1987; Hughes, 1990). Segundo Dowty (1980) e Lofgren (1980) existe um atraso cinético de nucleação entre o resfriamento de fundidos silicatados hidratados e o início da cristalização visível, o qual foi experimentalmente demonstrado quantitativamente em termos de dias e meses.

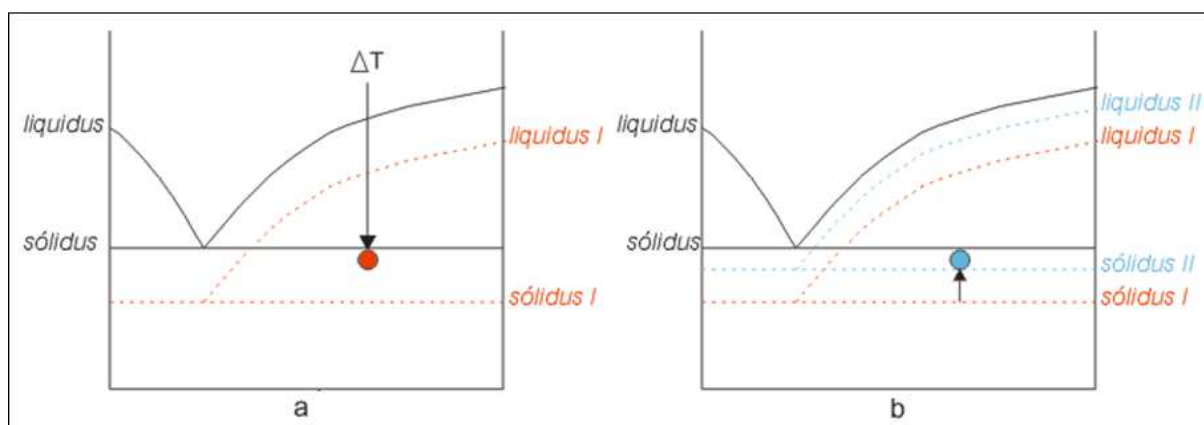


Figura 4.1 – Condições de cristalização de pegmatito. (a) No ambiente de formação dos pegmatitos, a existência de fluidos com presença de fósforo e boro permite que o fundido resfrie rápido (*supercooling*) mas de modo metaestável, abaixando as curvas de *sólido* e *liquidus*, gerando as curvas *sólido I* e *liquidus I*. Com isso o sistema ainda permanece no estado fundido num ambiente abaixo da curva de *sólido*, onde ele já deveria estar cristalizado. (b) Mas com a perturbação do sistema, por perda de fluidos, o fundido que está em um ambiente com condições onde ele já deveria ter se cristalizado, sofre mudança brusca cristalizando-se rapidamente, subindo as curvas *sólido I* e *liquidus I* gerando as curvas *sólido II* e *liquidus II*, que serão as verdadeiras curvas de cristalização da rocha, mesmo assim diferentes das curvas de cristalização das demais rochas.

4.1.2 – ZONAÇÃO

A maioria dos pegmatitos são homogêneos e chamados de *simples*, devido a mineralogia constituída por quartzo, feldspato e micas. Este tipo de pegmatito é economicamente importante principalmente para extração de minerais industriais e, eventualmente Li (Guilbert & Park Jr., 1986)

Os pegmatitos zonados (heterogêneos), ou *complexos*, são resultado de um único período de cristalização, após a colocação (ou injeção) de um fundido silicatado hidratado em rochas encaixantes. Durante este processo ocorre uma reação progressiva de mudança composicional no fluido magmático residual que, conseqüentemente, formará zonas concêntricas ou não (Fig. 4.2), mineralógica e texturalmente distintas no pegmatito que está cristalizando (Jahns, 1955 *in* Vidal & Neto, 2005; Guilbert & Park Jr, 1986). Segundo Guilbert

& Park Jr. (1986). As principais zonas de um corpo pegmatítico podem ser identificadas como:

- Zona 1 (marginal ou de borda): é a zona mais externa, de transição com a rocha encaixante. É constituída essencialmente por quartzo, feldspato e grandes placas de muscovita, podendo conter cassiterita e granada, entre outros minerais;
- Zona 2 (de muro ou de parede): assemelha-se a um pegmatito homogêneo em sua granulação, composição e estrutura, ocupando o maior volume do corpo, passando gradativamente para a Zona 3;
- Zona 3 (intermediária): esta zona é destacada pela presença de minerais-minérios como amblygonita, berilo, columbita-tantalita, espodumênio, dentre outros, além de grandes cristais de feldspato;
- Zona 4 (núcleo): é constituída por um núcleo de quartzo maciço, de cores variadas, de forma regular, irregular ou disseminado em grandes blocos, dispostos simetricamente ou não em relação às outras zonas. Os minerais acessórios presentes nesta zona são encontrados no núcleo ou no contato com a Zona 3.

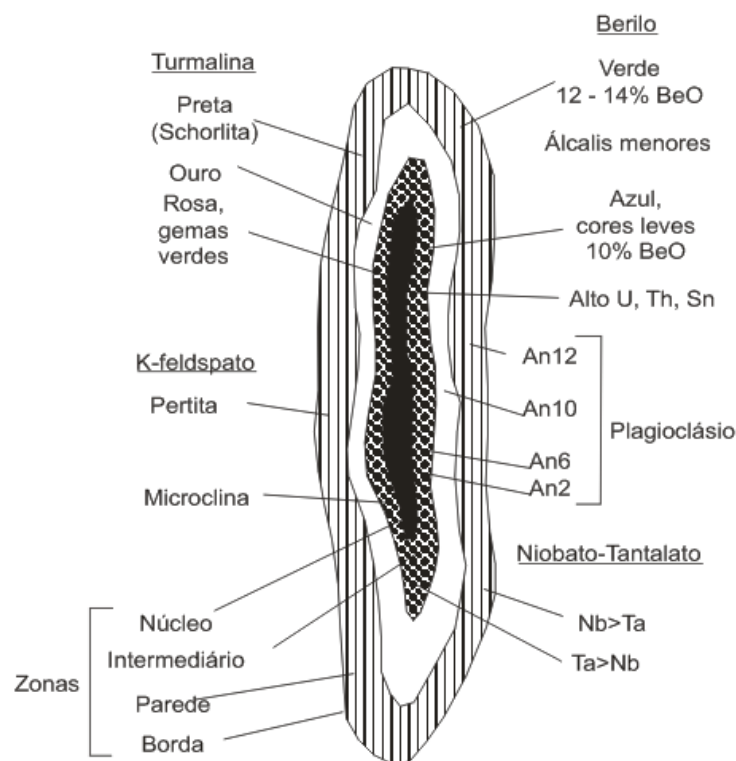


Figura 4.2 – Proposta da distribuição de zonagem em pegmatitos heterogêneos (complexos) por Guilbert & Park Jr. (1986).

4.1.3 - CLASSIFICAÇÃO DESCRITIVA

Com base principalmente em critérios descritivos do ambiente geológico de formação (incluindo relações com processos ígneos e metamórficos), mineralogia e textura (*i.e.* condições de P-T), Černý & Ercit (2005) subdividem os pegmatitos em cinco classes: (1) abissal, (2) muscovita, (3) muscovita–elementos-raros, (4) elementos-raros e (5) miarolítica.

4.1.3.1 - Classe Abissal

A classe abissal ocorre em condições P-T de fácies anfibolito alto a granulito, (excluindo pressões extremamente elevadas), ou seja, se formam em profundidade intermediária em terrenos desidratados de alta temperatura (Yardley, 2004; Bucher & Frey, 1994). Tais pegmatitos são produto de fusão parcial ou reequilíbrio metamórfico, concordantes com a foliação metamórfica quando sin-cinemáticos, ou discordante da mesma quando pós-cinemáticos. Podem corresponder a leucossomas migmatíticos e seus segregados, em geral associados a eventos de fusão adiabática tardi-orogênicas e raramente derivados de granitos. Apesar de serem raramente econômicos, podem conter mineralizações de HFSE (*i.e.* U, Th, Y, ETR, Nb e Zr). Os pegmatitos abissais são subdividida em quatro subclasses:

- **Subclasse ETR_p**: com abundância de Nb, fazendo com que U e Th se concentrem como elementos de substituição em óxidos de Y-ETR-Nb (*e.g.* euxenita, samarskita, fergusonita e minerais do grupo do pirocloro);
- **Subclasse ETR_L**: com menor quantidade de Nb e de ETR_p. U e Th são elementos substituintes de fases silicatadas e fosfatadas (*e.g.* allanita e monazita);
- **Subclasse U**: ocorrem quantidades insignificantes de Nb, Y e ETR e, com isso, U e Th se tornam elementos estruturais importantes em espécies minerais próprias dos mesmos (*e.g.* uraninita e thorita);
- **Subclasse BBe**: subclasse provisória atribuída a pegmatitos peraluminosos, enriquecidos em B e/ou Be. Ocorrem minerais de alta P (*e.g.* dumortierita, grandidierita, kernerupina, werdingita, crisoberilo, safirina e surinamita) desenvolvidos em ambientes complexos durante eventos policíclicos e, por ausência de estudos mais detalhados, ainda é difícil a comprovação de que sua origem possa seja associada a composições claramente graníticas.

4.1.3.2 - Classe Muscovita

A classe muscovita ocorre em rochas de fácies anfibolito de alta P, correspondente à progressão metamórfica cianita-sillimanita na clássica série barroviana de fácies metamórficas. Os pegmatitos desta classe são em geral concordantes com a foliação regional, em parte deformados com as encaixantes. São formados por fusão parcial ou por baixa taxa de diferenciação de granitos anqui-autóctones e de refusões dos mesmos. Normalmente são estéreis, compostos por feldspato (de qualidade cerâmica), quartzo e mica (de qualidade industrial).

4.1.3.3 - Classe *Muscovita-Elementos Raros*

O ambiente metamórfico da classe muscovita–elementos raros é intermediário entre os das classes *muscovita* e *elementos-raros*. Os pegmatitos são normalmente discordantes em relação à foliação das encaixantes e, ocasionalmente, mostram zonação regional (diferenciação) em relação a granitos dos quais foram originados. As mineralizações são representadas por muscovita de alta qualidade e minerais de elementos raros, eventualmente econômicos (berilo, cassiterita, minerais do grupo da columbita, óxidos de ETR-Nb-U e silicatos de Li). É subdividida em duas subclasses:

- **Subclasse Li:** cuja assinatura geoquímica indica clara associação com fontes plutônicas (*i.e.* saturação em berilo e minerais com Li);
- **Subclasse ETR:** cuja assinatura geoquímica é dúbia em relação a associação com fontes plutônicas.

4.1.3.4 - Classe *Elementos Raros*

Os pegmatitos desta classe são gerados por diferenciação de granitoides relativamente rasos e caracterizados pela tendência de concentrar elementos litófilos (em quantidades econômicas) nos corpos mais fracionados. Esta classe é subdividida em duas subclasses:

- **Subclasse ETR:** normalmente derivados de granitos metaluminosos a peraluminosos pós-orogênicos a anorogênicos de profundidade variada, que ocorrem amplamente (não exclusivo) em ambiente extensional. Esta subclasse é empobrecida em P, B e S, no entanto com fosfatos de ETR como minerais acessórios e ocorre baixa quantidade de Li, Rb e Ce. É subdividida em três tipos:
 - (1) **tipo allanita-monazita:** predominância de ETR_L;
 - (2) **tipo euxenita:** alto Y e razão variável de ETR_P/ETR_L; Be escasso a ausente e;
 - (3) **tipo gadolita:** predominam ETR_P, Y e Be.
- **Subclasse Li:** ocorre em rochas metamórficas de baixa P em fácies xisto verde superior a anfibolito. São produto de diferenciação de granitos peraluminosos sin- a tardi-orogênicos, amplamente (não exclusivo) sob regimes compressoriais. Com o progressivo fracionamento da suíte pegmatítica ocorre acúmulo de álcalis raros, Be, Sn, Nb<Ta, B, P e F. É subdividida em quatro tipos:
 - (1) **tipo berilo:**
 - (i) subtipo berilo-columbita: mais comum; ocorre uma variedade de minerais de Be e Nb-Ta;

(ii) subtipo berilo-columbita-fosfato: menos comum; contém fosfatos de Fe, Mn e Ca (em quantidades variadas) que gradam localizadamente para trifilita com Li, representando a primeira fase com Li em sequencias fracionadas de suítes pegmatíticas cogenéticas. Ocorre berilo e columbita-tantalita em quantidades consideráveis.

(2) tipo complexo: caracterizado por conter aluminossilicatos de Li e uma estruturação interna mais desenvolvida. Os subtipos são classificados pela vasta composição química-mineralógica e pelas condições P-T de cristalização:

(iii) subtipo espodumênio: é o mais comum, com cristalização a P relativamente alta (entre 3 a 4 kbar);

(iv) subtipo petalita: cristalizados a alta T e baixa P (entre 1,5 a 3 kbar);

(v) subtipo lepidolita: é o menos comum. É estabilizado por alta quantidade de μKF e μLiF e baixa acidez de fluidos. O aumento de μHF estabiliza lepidolita+topázio. Esse subtipo é caracterizado por dominância de Mn sobre Fe, fracionamento moderado de Nb-Ta, mas ocorrência substancial de minerais do subgrupo da microlita e turmalina;

(vi) subtipo elbaíta: descrito como uma variação do subtipo lepidolita, mas com menor quantidade deste mineral e de aluminossilicatos de Li anidros, e comumente associado a borossilicatos e boratos. Tendem a conter cavidades miarolíticas;

(vii) subtipo amblygonita: cristaliza a série amblygonita-montebrazita e ausência de aluminossilicatos de Li e micas litiníferas.

(3) tipo albita-espodumênio: é formado em alta P. Há grande quantidade de albita, quartzo e de Li (enriquecimento magmático). A textura é quase homogênea, a zonação é simples e há forte orientação preferencial de cristais de espodumênio e feldspato (perpendicular a oblíqua em relação ao pegmatito);

(4) tipo albita: quantidades de albita aplítica ou sacaroidal predominam sobre quartzo, além de K-feldspato, espodumênio e lepidolita como acessórios em pegmatitos homogêneos a estratificados.

4.1.3.5 - Classe Miarolítica

Os pegmatitos desta classe cristalizam em profundidades rasas e contêm cavidades miarolíticas. Possui duas subclasses:

- **Subclasse ETR:** normalmente relacionados a granitos anorogênicos nos quais a separação da fase gasosa é impulsionada por resfriamento muito rápido associado a queda brusca de P. Possui 2 tipos:
 - (1) **tipo topázio-berilo:** os acessórios são micas litíferas (dominando a zinnwaldita), fluorita, fases com Nb, Ta e Ti, fosfatos de ETR e phenakita;
 - (2) **tipo gadolinita-fergusonita:** concentração de minerais de ETR e Nb-Ta, além de acessórios como óxidos de Ti, silicatos de Sc, zircão, aesquinita e ferro-columbita.
- **Subclasse Li:** nesta subclasse ocorre a exsolução da fase vapor, com estabilização de silicatos com B e Li. São relacionados aos mesmos tipos de granitos que geram a classe *elementos raros-Li* (considerado como uma variação da mesma e subdivididos em quatro tipos:
 - (1) **tipo berilo-topázio:** clássico produtor de gemas;
 - (2) **tipo espodumênio:** empobrecido a enriquecido neste mineral;
 - (3) **tipo petalita:** pobre em petalita, mas ainda assim por vezes é o único aluminossilicato com Li.
 - (4) **tipo lepidolita:** rico em micas, sendo os tipos espodumênio e petalita transicionais a esse tipo.

4.1.4 - CLASSIFICAÇÃO PETROGENÉTICA: FAMÍLIAS DE PEGMATITOS GRANÍTICOS

O termo “família” (Černý, 1991, Tab. 5) é utilizado para classificar pegmatitos graníticos segundo sua proveniência, uma vez que são derivados da diferenciação magmática. É aplicado apenas em pegmatitos das classes *elemento-raro* e *miarolítico*, os quais são subdivididos em NYF, LCT e NYF+LCT.

4.1.4.1 - Família NYF (Nb-Y-F)

Estes pegmatitos pertencem às subclasses ETR das classes *elemento-raro* e *miarolítica*. Sua assinatura é dada por Nb>Ta, Ti, Y, Sc, ETR, Zr, U, Th e F. São oriundos de granitos homogêneos, subaluminosos a aluminosos, dos tipos A e I, com grau de fracionamento moderado e enriquecido em ETR_L. Os magmas associados a esta família podem ser originados por (i) diferenciação direta de um magma basáltico mantélico, (ii) fusão de protólitos em crosta média a profunda modificada por fusão prévia (causando conservação de elementos NYF e mobilização de outros elementos - i.e. LCT), (ii) fusão de

rochas ígneas juvenis não-depletadas em ambiente orogênico ou (iv) fusão de crosta pré-enriquecida em elementos NYF a partir de fluidos derivados do manto (metassomatismo).

4.1.4.2 - *Família LCT (Li-Cs-Ta)*

Estes pegmatitos pertencem às subclasses Li das classes elemento-raro, miarolítico e, eventualmente, muscovita–elemento raro. Sua assinatura é dada por Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ta>Nb, B, P e F. São oriundos de granitos peraluminosos, tipos S, I ou S+I muito fracionados, além de texturalmente diversificados em um mesmo corpo intrusivo e com enriquecimento máximo de seus elementos característicos nas fácies pegmatíticas. Os magmas associados podem se originar por (i) anatexia de rochas metassedimentares e metavulcânicas da crosta média ou superior não-empobrecidas, (ii) ou anatexia (com baixa taxa de fusão) de rochas metaígneas do embasamento. O primeiro evento de fusão de ambos protólitos (ou de uma combinação dos dois) gera leucogranitos férteis em LCT.

4.1.4.3 - *Família NYF+LCT*

São pegmatitos com características geoquímicas e mineralógicas observadas tanto na família NYF quanto LCT.

É comum a geração de pegmatitos LCT em fases finais de diferenciação de pegmatitos NYF. Apesar de pouco estudados, sistemas mistos podem ocorrer quando (i) um magma NYF puro (de crosta depletada) é contaminado com xenólitos supracrustais não-depletados, (ii) protólitos crustais foram parcialmente depletados e (iii) processos anatéticos ocorreram em protólitos depletados e não-depletados.

Tabela 5 - Resumo dos aspectos das classes pegmatíticas (compilado de Cerny & Ercit, 2005).

Classe	ABISSAL				MUSCOVITA	MUSCOVITA – ELEMENTO-RARO	ELEMENTO-RARO				MIAROLÍTICA			
Ambiente formador	Fácies (anfíbolito alto a) granulito				Fácies anfíbolito de alta pressão	Ambiente intermediário entre “muscovita” e “elemento-raro”	Diferenciação de granitos plutônicos, localizados em profundidade relativamente rasa				Granitos rasos subvulcânicos.			
Relações estruturais	Paralelo à foliação quando sin-cinemático (produto de fusão parcial)				Concordantes com a foliação, quando formados por fusão parcial	-	-				-			
	Discordante da foliação quando pós cinemático				Discordante da foliação, quando formados por restrição de diferenciação de granitos	Discordante da foliação.	-				-			
Subclasse	ETR pesado	ETR leve	U	BBe	-	ETR	Li	ETR	Li			ETR	Li	
Assinatura química	Alto ETR, Y, Nb, Zr, U, Ti	Baixo ETR, U, Th, Ti	U, Th, Zr, baixo ETR	B, Be	Ca, Ba, Sr, Fe>Mn	Be, Y, ETR, U, Ti, Th, Nb-Ta	Li, Be, Nb	Be, Y, ETR, U, Th, Nb>Ta, F	Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Hf, Nb, Ta, B, P, F			Y, ETR, Ti, U, Th, Zr, Nb, F	Li, Be, B, F, Ta>Nb	
Mineralogia	Óxidos de Y-Nb, uraninita, zircão	Allanita, monazita	Uraninita, torita, zircão	Dumortierita, crisoberilo, surinamita	feldspato (para cerâmica), quartzo e mica industrial (muscovita e biotita), almadina, espessartita, sillimanita, cianita	Muscovita, fergusonita, samarskita, monazite, berilo, almandina-espessartita	Berilo, cassiterita, columbita, lepidolita, espodumenio	Allanita, monazita, zircão, rutilo, fluorita, ilmenita, euxenita, monazita, xenotímio, gadolinita, fergusonita, samarskita	Berilo, columbita, tantalita, triplita, trifilita, espodumenio, petalita, topázio, microlita, turmalina, hambergita, danburita, datolita, amblygonita.			Topázio, amazonita, zinvaldita, fluorita, berilo	Turmalina, berilo, topázio, lepidolita	
Tipo	-				-	-	-	Allanita-monazita, Euxenita, Gadolinita.	Berilo	Complexo	Albita-espodumenio	Albita	Topázio-berilo; Gadolinita-fergusonita,	Berilo-topázio; Espodumenio; Petalita; Lepidolita.
Subtipo	-				-	-	-	-	Berilo-columbita; Berilo-columbita fosfato	Espodumenio; Pelatila; Lepidolita; Elbaita; Amblygonita.	-	-	-	-

4.2 - Estado da Arte dos Isótopos Estáveis

Em 1914, Frederick Soddy propôs que o lugar ocupado por cada elemento na tabela periódica pode acomodar mais de um tipo de átomo. Foi Soddy quem usou originalmente o termo *isótopos*, para designar “mesmo local” de ocorrência para estes átomos. Atualmente define-se *isótopos* como: “nuclídeos de um mesmo elemento que possuem diferentes pesos atômicos”, “átomos que possuem o mesmo número de prótons, mas diferente número de nêutrons” ou “nuclídeo com qualquer tipo distintivo de átomo”. Assim, várias formas isotópicas de certos elementos são caracterizadas por diferentes massas e, no caso de elementos radiogênicos, diferentes taxas de decaimento (Criss, 1999).

Segundo Criss (1999), os nuclídeos estáveis subdividem-se em radiogênicos e não-radiogênicos. Os nuclídeos radiogênicos, que são os mais comuns, são formados pelo decaimento de um nuclídeo parental radioativo, como por exemplo ^{40}Ar , ^{87}Sr e o ^{207}Pb . Os não-radiogênicos (ou estáveis), tratados no presente texto, estão presentes na natureza desde o "Big Bang", indicando que sua abundância não é função do tempo, como por exemplo ^{13}C , ^{12}C e ^{18}O . Atualmente se conhecem 110 elementos químicos, sendo que metade destes possui ao menos 2 nuclídeos estáveis (Criss, 1999). Os espectrômetros de massa podem ser utilizados para determinar a abundância relativa (química e isotópica) de cada um destes nuclídeos em determinada amostra.

Os isótopos estáveis são usados cientificamente como traçadores e monitores de processos físicos e de suas condições em diversos compostos ou materiais, no presente e no passado. Isso ocorre porque processos de fracionamento, ou seja, variação na abundância entre nuclídeos estáveis, é causado por determinados processos físico-químicos que são caracterizados como efeitos tanto de “não-equilíbrio” como de “equilíbrio”.

Os efeitos de “não-equilíbrio”, também conhecidos como cinéticos, são aqueles nos quais o fracionamento isotópico normalmente acompanha processos dinâmicos, representados por difusão, evaporação, efeitos cinéticos ou metabólicos. Já os efeitos de “equilíbrio” são aqueles nos quais o fracionamento isotópico pode ocorrer em sistemas equilibrados que possuem duas ou mais fases que contenham um elemento comum. Nestes sistemas, a taxa atômica entre isótopos pesados e leves do elemento em comum pode se diferenciar (fracionar) entre as fases equilibradas quimicamente (Criss, 1999; Richardson & McSween, 1989).

4.2.1 - Fracionamento Isotópico

O fracionamento isotópico consiste na divisão de uma amostra em duas ou mais partes, que terão então diferentes razões entre isótopos “pesados” e “leves” do que a razão original (Criss, 1999; Richardson & McSween, 1989).

Segundo Richardson & McSween (1989) e Criss (1999), o fracionamento isotópico ocorre devido às propriedades termodinâmicas dos materiais, que dependem da massa dos átomos que os compõem. Por exemplo, moléculas contendo isótopos mais leves são mais rápida e facilmente retiradas de um material durante processos como fusão e evaporação. Os isótopos mais leves têm preferência a fracionar para a fase vapor ao invés da fase líquida, e por conseguinte, para a fase líquida ao invés da fase sólida. Ou seja, quando o fracionamento isotópico acontece como resultado de difusão, os isótopos leves se enriquecem em relação aos pesados em direção ao transporte. Já os isótopos pesados são formados por íons de alto potencial iônico e baixa massa atômica, e concentram-se no complexo, ou composto, ao qual o elemento está ligado mais fortemente (maior frequência) e em estruturas cristalinas mais complexas (Criss, 1999). Dentre os minerais, por exemplo, o quartzo é o que tem maior tendência em concentrar ^{18}O , enquanto a magnetita é o que tem a menor tendência (Criss, 1999).

O fator de fracionamento isotópico (α) é dado por $\alpha_{A-B} = R_A/R_B$, onde R é a razão atômica do isótopo pesado / isótopo leve de um mesmo nuclídeo. Os efeitos de fracionamento isotópico tendem a ser pequenos, e o valor de α na maioria dos sistemas tende a 1 (Criss, 1999). Uma das características mais importantes do fracionamento isotópico é que este depende apenas da temperatura, e não de qualquer outra variação de estado. A pressão não é uma variável importante, pois nenhuma mudança sensível de volume é associada às reações de troca isotópica.

O fracionamento isotópico pode ocorrer em sistemas abertos ou fechados. Para Taylor & Sheppard (1986), as variações nos valores de δD e $\delta^{18}\text{O}$, por exemplo, durante a diferenciação magmática de rochas ígneas, acontece, em parte, pelos mesmos processos que controlam suas variações químicas e na concentração de elemento-traço, entre outros.

Segundo Criss (1999), em um sistema isotopicamente fechado, uma ou mais fases coexistem em um ambiente onde o calor, e não a massa, pode ser transportado através dos limites do sistema (reais ou imaginários). Para isótopos de oxigênio e hidrogênio, essa condição normalmente é satisfeita enquanto nenhuma fase (fluido, gás ou sólido) entra ou sai do sistema, fazendo com que a quantidade total de isótopos pesados seja constante. Num caso geral, um fluido pode coexistir com um sólido, mas este deve permanecer sempre em contato com as outras fases que constituem o sistema. Para Taylor & Sheppard (1986), um sistema fechado pode ser representado pelo processo de cristalização fracionada em rochas ígneas, onde há remoção contínua de cumulos cristalinos (ou de voláteis) a partir de um líquido; neste caso o material removido não pode, após a remoção, reagir ou efetuar trocas químicas com o líquido, e a diferença em composição entre este material e o líquido é constante (e.g. *Rayleigh Fractionation*). A percentagem de fracionamento isotópico $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ entre cristal-fundido é pequeno (<2‰) durante a cristalização de minerais essenciais (e.g. quartzo, feldspato, piroxênio, olivina, biotita, anfibólio, feldspatóides, etc), causando

empobrecimento na quantidade de ^{18}O no fundido. Já os valores de $\delta^{18}\text{O}$ na biotita, magnetita e ilmenita, por serem minerais varietais e/ou acessórios, mudam sensivelmente em relação à temperatura, causando enriquecimento de ^{18}O no fundido (Taylor & Sheppard, 1986).

Segundo Criss (1999), em um sistema isotopicamente aberto há mistura de fases sólidas coexistentes à uma fase móvel que interaja com o sistema. Ocorre, portanto, fluxo de massa e calor, e conseqüentemente trocas na composição total ao longo do tempo. Para Taylor & Sheppard (1986) o sistema aberto é representado, por exemplo, por processos ígneos de assimilação, onde há perturbações químicas e físicas no sistema, ocasionando aumento da proporção dos últimos diferenciados e aceleração da cristalização fracionada em alguns locais da câmara magmática.

4.2.2 - Geotermômetros isotópicos

Urey (1947) sugeriu que o fracionamento do ^{18}O entre carbonatos de cálcio e a água do mar na qual os mesmos se formaram seria termo-dependente (Richardson & McSween, 1989; Rollinson, 1992). Posteriormente foi desenvolvida uma metodologia para aplicação de geotermômetros isotópicos em sistemas de temperatura mais alta, baseado na distribuição de ^{18}O entre pares mineralógicos em paragênese, desde que os mesmos tenham preservado tal condição após sua formação.

Segundo Taylor & Sheppard (1986), cada vez mais análises de δD e $\delta^{18}\text{O}$ têm sido usadas em conjunto com outras informações geoquímicas e petrológicas para identificar e entender processos ígneos e metamórficos.

O cálculo de temperatura de equilíbrio é realizado utilizando-se as equações abaixo que foram geradas experimentalmente em laboratório (Friedman & O'Neil, 1977; O'Neil, 1986 *in* Criss, 1999):

$$1000 \ln\alpha_{\text{eq}} = C_1 + C_2/T \quad (\text{Eq. 1})$$

$$1000 \ln\alpha_{\text{eq}} = C_1 + C_3/T^2 \quad (\text{Eq. 2})$$

$$1000 \ln\alpha_{\text{eq}} = C_3/T^2 + C_4/T^4 \quad (\text{Eq. 3})$$

$$1000 \ln\alpha_{\text{eq}} = C_1 + C_2/T + C_3/T^2 \quad (\text{Eq. 4})$$

Onde C_1 , C_2 , C_3 e C_4 representam constantes e T a temperatura em graus Kelvin.

Segundo Criss (1999), essas equações têm o intuito de representar os sistemas reais de fracionamento isotópico. A equação 1 é utilizada para sistemas formados a baixa temperatura, a equação 2 destina-se a equilíbrio entre sólidos (baixas frequências vibracionais) de altas temperaturas (*e.g.* $\delta^{18}\text{O}$ entre silicatos). A equação 3 também é utilizada para altas temperaturas, mas não suficientemente altas para usarem apenas T^2 e a equação 4 é utilizada em sistemas mais complexos de equilíbrio (*e.g.* entre sólidos-gases).

Ao se calcular o equilíbrio isotópico entre compostos, Criss (1999) aponta quatro possíveis situações:

Equilíbrio Isotópico: quando o fator de fracionamento medido (R_A/R_B) é igual o fator de fracionamento de equilíbrio apropriado (teórico) para a T do sistema $\alpha_{\text{medido}} = \alpha_{\text{teórico}}$;

Desequilíbrio Isotópico: quando o fator de fracionamento medido não é igual ao fator de fracionamento apropriado;

Reversão Isotópica: em casos de extremo desequilíbrio, o fracionamento medido pode resultar em sinal oposto ao apropriado para o equilíbrio isotópico. Não há temperatura implícita ou, em alguns casos, esta não pode nem ser calculada para tais sistemas, por que a solução para uma determinada curva de calibração pode resultar em um número imaginário para a temperatura.

Crossover: ocorre quando isótopos pesados tendem a concentrar-se mais em uma determinada fase do que em outra, em um determinado intervalo de temperatura (e.g. δD da água entre líquido-vapor).

Na superfície da Terra é mais comum observarmos desequilíbrio isotópico de fases, que com o tempo tendem a aproximar-se do estado de equilíbrio (Criss, 1999). O desequilíbrio isotópico pode ser explicado por (i) diferença entre temperaturas de equilíbrio (formação), (ii) troca isotópica com fluido externo ao sistema e (iii) por equilíbrio com fase fluida seguida de cristalização (em rochas que se formaram a alta temperatura), entre outros (Rollinson, 1992; Criss, 1999).

4.2.3 - Valores isotópicos em fluidos aquosos

A água é o melhor guia para fracionamento isotópico porque uma substância comum na superfície da Terra. A água passa por mudanças de fase, interage com minerais e atmosfera e participa de processos metabólicos complexos essenciais à vida. Os isótopos de H e O sofrem grande fracionamento durante tais processos, atuando como registro (ou traçador) isotópico de diversos fenômenos físicos (Criss, 1999).

Os valores de δD e $\delta^{18}O$ obtidos em fluidos aquosos podem ser associados à origem dos mesmos e aos seus processos de mudança de fase quando combinados em gráficos bivariantes. Sendo assim, fluidos aquosos de diferentes ambientes geológicos possuem diferentes composições ou assinaturas isotópicas (Criss, 1999; Rollinson, 1992). Segundo Sheppard (1986), as principais origens de fluidos aquosos são: marinha, meteórica, conata (ou de formação), metamórfica, magmática, hidrotermal e exótica.

Rollinson (1992) compila os *ranges* de valores de δD e $\delta^{18}O$ por diversos autores para fluidos aquosos de origem conata, magmática e metamórfica (Fig. 4.3). Nestes gráficos, as composições isotópicas de oxigênio e hidrogênio para fluidos de diversas origens são plotados em relação à Linha Global da Água Meteórica (GMWL – *Global*

Meteoric Water Line), a qual é dada pela equação $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$, determinada por Taylor (1979). A composição isotópica de águas de diferentes ambientes geológicos pode ser medida diretamente da água “fóssil” preservada em inclusões fluidas (Ohmoto & Rye, 1974; Richardson *et al.*, 1988 *in* Rollinson, 1992) ou indiretamente, calculando a composição do fluido em equilíbrio com determinados minerais.

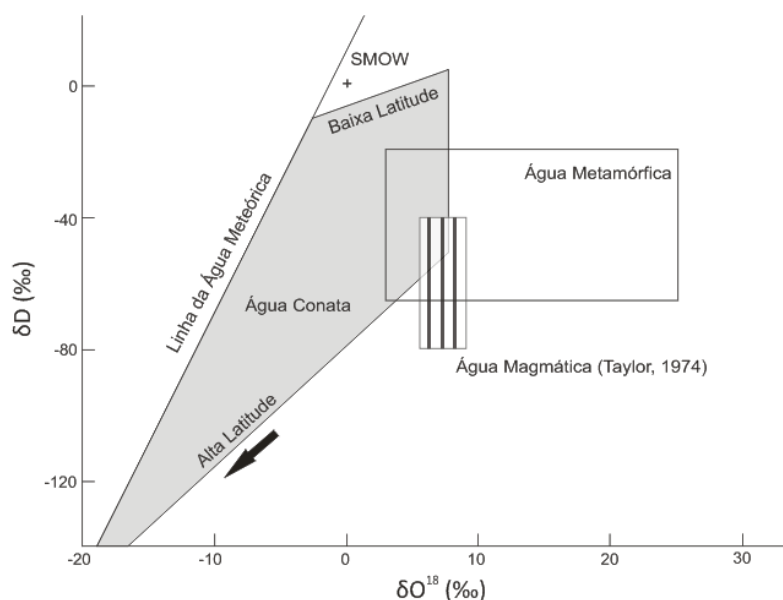


Figura 4.3 – Compilação das composições isotópicas (δD x $\delta^{18}O$) para fluidos aquosos de origem conata, metamórfica e magmática. O campo da água magmática foi definido por Taylor (1979), e o da água metamórfica por Taylor (1979) e Sheppard (1981). Extraído de Rollinson (1992).

4.2.4 - Variação da composição isotópica $\delta^{18}O$, δD e $\delta^{13}C$ em rochas

Isótopos de oxigênio geram uma maneira muito eficiente de distinção entre as rochas que formaram em equilíbrio com o manto e entre aquelas que formaram-se a partir da crosta continental, entre outras (Fig. 4.4). Em geral a crosta continental é enriquecida relativamente em $\delta^{18}O$ em relação ao manto terrestre, devido à interação entre crosta continental e hidrosfera.

Para Richardson & McSween (1989), a geotermometria a partir de análises isotópicas de oxigênio é particularmente atrativa em estudos de processos crustais profundos, uma vez que o fracionamento isotópico ocorre praticamente independente da pressão. Entretanto, Rollinson (1992), chama a atenção que o geotermômetro isotópico de oxigênio é menos sensível em minerais formados a alta temperatura porque o fracionamento isotópico diminui com o aumento da temperatura. Estudos experimentais são mais precisos a altas temperaturas, e geotermômetros confiáveis, como trocas isotópicas entre mineral-fluido, foram calibrados para uso em rochas ígneas e metamórficas. Assim, a troca isotópica de oxigênio pode ser medida entre muitos pares mineralógicos (em paragênese) em uma única rocha. Para gerar magmas com altos ou baixos valores de ^{18}O é necessário incorporar

material magmático ou sedimentar com alto ou baixo valor deste isótopo, respectivamente (Criss, 1999; Taylor & Sheppard, 1986).

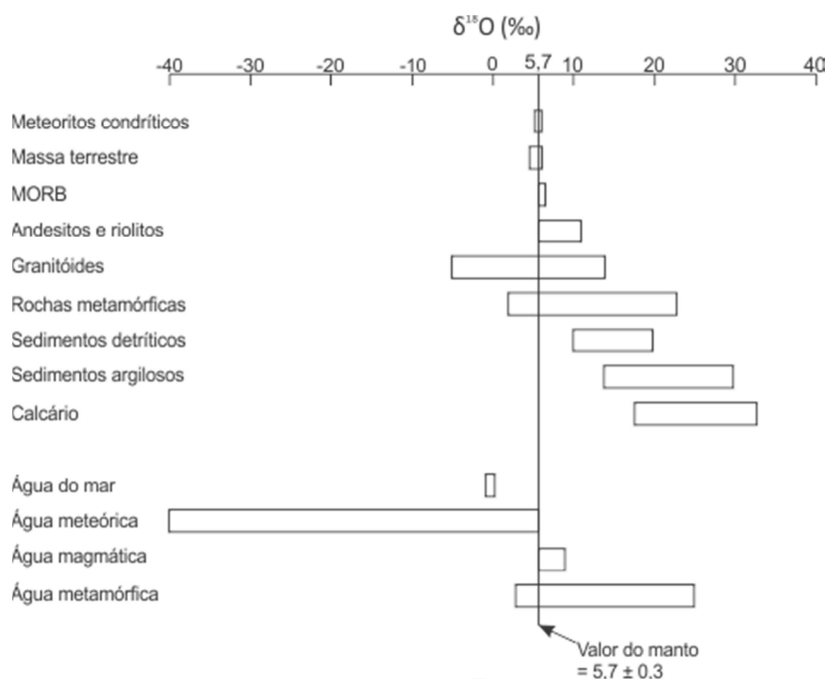


Figura 4.4 – Composições isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em diversas rochas e fluidos aquosos. Extraído de Rollinson (1992).

A diversidade de valores isotópicos encontrados em rochas ígneas é resultado de processos *subsolidus* meteóricos-hidrotermais, ou seja, interações fluido-rocha (Taylor & Sheppard, 1986). Tais processos podem ser facilmente detectados pois resultam em padrões de fracionamento incomuns entre os minerais. Processos de alteração hidrotermal, por exemplo, produzem relações isotópicas anômalas tanto para o δD quanto para o $\delta^{18}\text{O}$ (Criss, 1999). Já a variação dos resultados de δD e $\delta^{18}\text{O}$ em rochas metamórficas é controlada por quatro fatores (Valley, 1986): composição do protólito, efeitos da volatilização, troca isotópica com fluidos infiltrantes e de temperatura.

Os isótopos de hidrogênio ocorrem na natureza na forma de H_2O , OH^- e H_2 e hidrocarbono. Os valores de δD em rochas e minerais são muito sensíveis à composição isotópica de hidrogênio dos fluidos que interagem com os mesmos (Rollinson, 1992).

Segundo Taylor (1986) e Taylor & Sheppard (1986) a similaridade dos valores de δD na maioria das rochas terrestres (Fig. 4.5) sugere que o hidrogênio é continuamente reciclado através das zonas superiores da Terra, via processos de alteração (hidratação), subducção, desidratação e devolatilização.

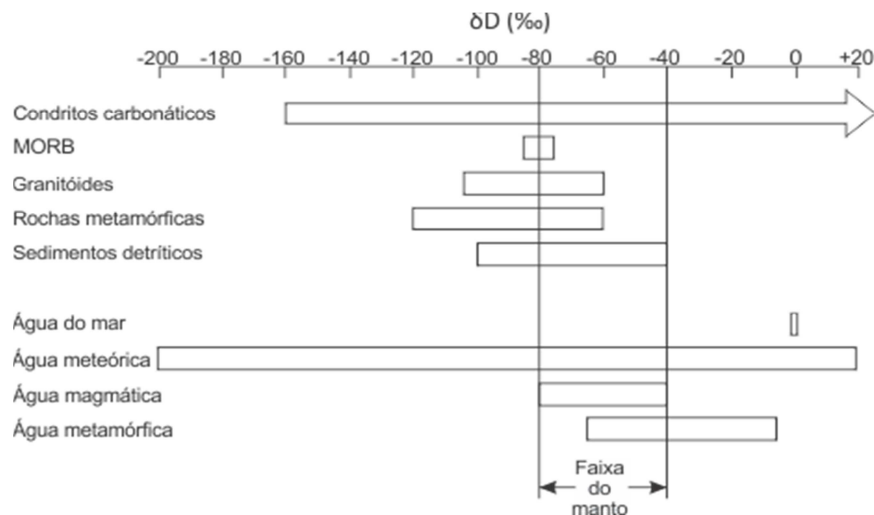


Figura 4.5 - Composições isotópicas de hidrogênio (δD) para diversas rochas e fluidos aquosos. Extraído de Rollinson (1992).

Segundo Taylor & Sheppard (1986), os magmas com baixos valores de δD são mais comuns do que aqueles com baixo ^{18}O porque a quantidade de oxigênio pesado em um magma é “infinitamente” maior do que a quantidade de hidrogênio, e esta pode ser dissolvida na forma de H_2O no magma. Ainda, a entrada de pequena quantidade de água meteórica pode diminuir drasticamente o valor original de δD de tal magma. O δD final de um magma também é dependente e como a H_2O meteórica entrou no sistema.

Segundo Richardson & McSween (1989), na natureza existem dois isótopos estáveis de carbono, ^{13}C e ^{12}C . O mais leve ocorre em compostos reduzidos presentes em organismos vivos e fósseis. E o tipo mais pesado ocorre em carbonatos, particularmente em ambiente marinho (Fig 4.6). O carbono ocorre na natureza na sua forma oxidada (CO_2 , carbonatos e bicarbonatos) ou reduzida (metano e carbono orgânico), além de diamante e grafita (Rollinson, 1992). O fracionamento dos isótopos de carbono é controlado por processos de equilíbrio e cinética (Rollinson, 1992).

Já que CO_2 é um importante componente em fluidos ígneos, metamórficos e mineralizantes, a composição isotópica do carbono pode ser utilizada para obtenção da fonte original do CO_2 . Estudos com esta finalidade são concentrados em liberação de CO_2 de inclusões fluidas e em carbonatos (Rollinson, 1992).

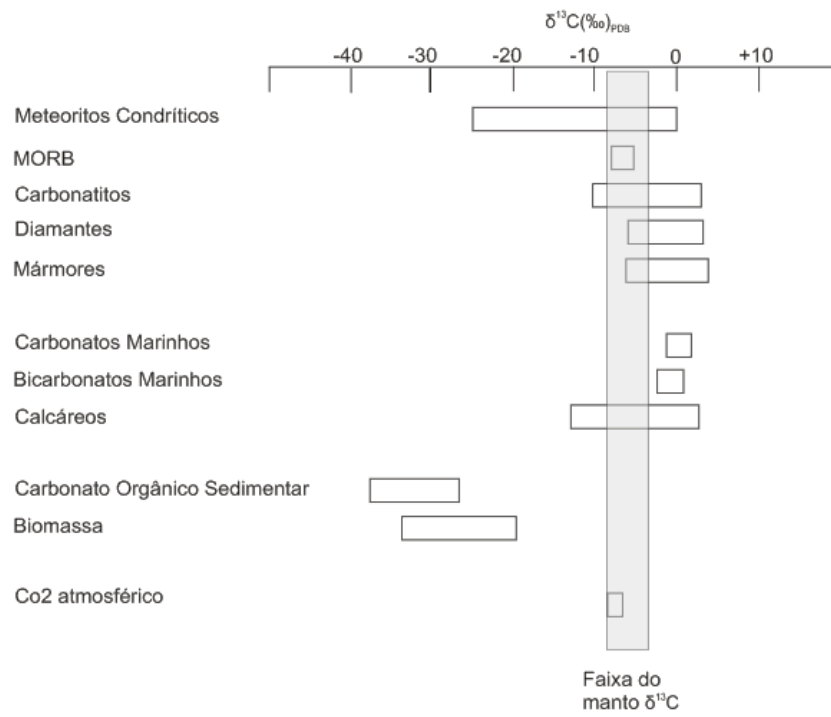


Figura 4.6 – Composições isotópicas de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) para diversas rochas e fluidos aquosos. Extraído de Rollinson (1992).

5 - UNIDADES RELACIONADAS AOS PEGMATITOS DE PONTA NEGRA

Os pegmatitos de Ponta Negra cortam 2 unidades litoestratigráficas principais: o embasamento paleoproterozoico dividido em ortognaisses (Complexo Região dos Lagos) e ortoanfibolitos (Suíte José Gonçalves), e uma sequência supracrustal (gnaisses aluminosos e rochas calcissilicáticas) denominada Sucessão Palmital. No presente trabalho serão tratadas apenas as rochas do embasamento por serem as encaixantes principais dos veios pegmatíticos estudados. A 8 km da área ocorre ainda o granito Cajú representado por uma série de intrusões tardi a pós-tectônicas de um granito fino a médio hololeucocrático (Fig. 3.3). Este granito pode ser contemporâneo aos veios pegmatíticos, sendo um provável candidato à fonte desses veios pegmatíticos.

5.1– ORTOGNAISSE

O Ortognaisse Região dos Lagos é a principal rocha encaixante dos pegmatitos e para a sua descrição foi coletada amostra próximo ao veio PT-09 (Figs. 6.2 e 6.3). Tal litologia ocorre em contato brusco com a cobertura supracrustal da Sucessão Palmital (composta por paragnaisse e calcissilicática) e possui lentes *boudinadas* de anfibolito e veios pegmatíticos em seu interior. Tanto o contato com a Sucessão Palmital, quanto a disposição dos corpos anfibolíticos são paralelos à foliação do ortognaisse.

Schmitt (2001) datou um ortognaisse tonalítico neste local em Ponta Negra, que forneceu a idade de 2,03 Ga (U/Pb em zircão) sendo interpretada como idade de cristalização deste corpo. O intercepto inferior (ca. 550 Ma) é interpretado como relacionado ao evento metamórfico.

Macroscopicamente, o ortognaisse possui coloração acinzentada, granulação média com foliação marcada por bandamento composicional (Fig. 5.1) de níveis formados por quartzo, feldspato, biotita, hornblenda e biotita como pseudomorfos a partir de hornblenda, intercalado com níveis compostos essencialmente por quartzo e feldspato, por vezes bordeja por concentrações de biotita.

Microscopicamente a rocha tem textura granonematoblástica com foliação definida por níveis de agregados de biotita e hornblenda intercalados com níveis de quartzo, feldspato e sericita. A foliação também é marcada pela orientação de biotita e hornblenda e um pseudomorfo de hornblenda transformando-se em biotita. A mineralogia da rocha é composta por microclina sericitizada (35%), quartzo (22%), biotita (10%), plagioclásio (20%) e hornblenda (8%), além de opacos e zircão, que constituem juntos 5% da rocha (Fig. 5.2). O quartzo, quando ocorre incluso em plagioclásio pode arredondado (cerca de 0,5 mm) ou formar intercrescimento gráfico com o mesmo. Os demais cristais de quartzo e de plagioclásio (ambos 2 a 6 mm) variam de subidioblástico à xenoblástico. A sericita

xenomorfa é produto de alteração do plagioclásio e, principalmente, da microclina, a qual encontra-se completamente alterada. A coloração da biotita (2 a 3,6 mm) varia de amarelo claro a marrom, e seu formato é subidioblástico retangular. A hornblenda (1,3 a 15,6 mm) é subeuédrica e encontra-se em processo inicial de substituição por biotita. Alguns cristais menores (1,3 mm) de biotita e hornblenda encontram-se cloritizados nas bordas. Os minerais acessórios são representados por zircão idioblástico e opacos, em paragênese com hornblenda e biotita. A partir do diagrama QAPF, o protólito desta rocha possui composição monzogranítica (Fig. 5.3).



Figura 5.1 – Ortogneise Região dos Lagos próximo ao veio PT09, mostrando macroscopicamente seu bandamento composicional.



Figura 5.2 – Imagem de lâmina petrográfica do Ortogneise Região dos Lagos mostrando a foliação marcada pela orientação dos cristais de biotita, microclina sericitizada e quartzo. Luz polarizada, nicóis cruzados.

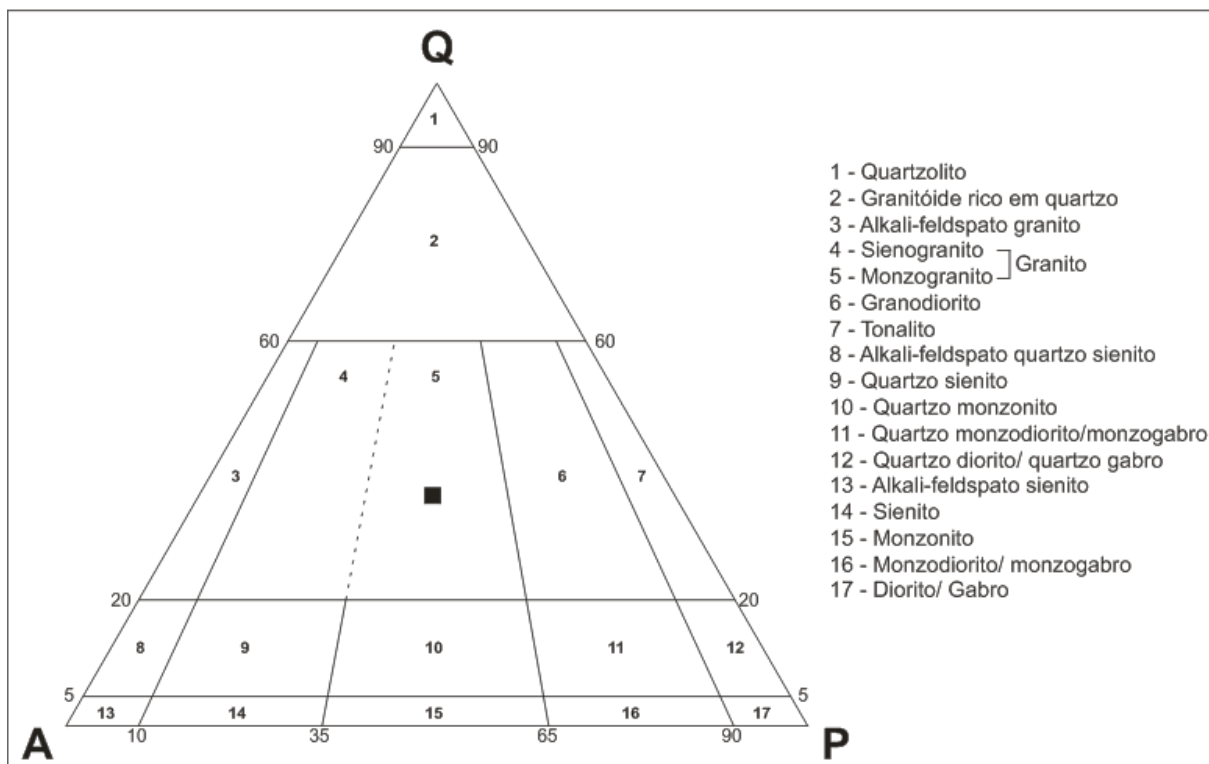


Figura 5.3 – Diagrama QAPF com a composição modal visual do Ortognaisse Região dos Lagos (quadrado preto).

5.2 – ANFIBOLITO

O ortoanfíbólito ocorre como camadas, por vezes *boudinadas*, intercaladas paralelamente à foliação do Ortognaisse Região dos Lagos. Estas camadas são por vezes cortadas pelos veios pegmatíticos, e quando isto ocorre é possível observar que as mesmas tornam-se enriquecidas em biotita nas proximidades do pegmatito (Figs. 5.4 e 5.5).

Para a descrição deste litotipo foram coletadas duas amostras (centro e borda) do anfíbólito presente no ponto A5 (Fig. 6.2). Este corpo foi escolhido por ser cortado pelos corpos pegmatíticos A4 e A5.

Macroscopicamente, o anfíbólito possui coloração preta acinzentada, granulação média, textura granonematoblástica e foliação marcada pela orientação de hornblenda em meio a minerais félsicos. Quando biotitizado o anfíbólito se torna preto-amarelado, devido a concentração de biotita neoformada (até 8 mm) e alteração dos minerais félsicos; nestes locais sua foliação S_n não pode mais ser reconhecida macroscopicamente.

A mineralogia do anfíbólito e do anfíbólito biotitizado é composta por hornblenda, quartzo, apatita, plagioclásio, opacos, epidoto, titanita, biotita e zircão.

O anfíbólito é constituído por hornblenda (65%) de 0,8 a 5,2 mm (Fig. 5.6), enquanto este mineral ocorre como relicto (0,8 mm) no litotipo biotitizado. E no anfíbólito biotitizado, a biotita mede entre 2 e 8,3 mm, e compõe 57% da amostra, enquanto no anfíbólito possui dimensão menor (1 mm) e não ultrapassa 2% da amostra. A orientação dos cristais de hornblenda marca a foliação da rocha, e apenas alguns cristais possuem coloração

diferente, sendo marrom-amarelada, que apresentam tanto o pleocroísmo verde característico da hornblenda, quanto vermelho amarronzado, indicando biotitização dos anfibólios (1 a 8,3 mm). O formato deste mineral varia de idioblásticos a hipidioblásticos, e alguns cristais de hornblenda apresentam alteração em seus planos de fratura. Os cristais de hornblenda possuem inclusão de plagioclásio (1 mm), apatita (0,5 mm), epidoto (<0,5 mm) e titanita (1,5 mm), e estão em paragênese com estes e opacos (0,3 a 1,6 mm) (Fig. 5.7).

A biotita, presente no anfibolito biotitizado, possui coloração que varia de amarelo claro a castanho, e alguns cristais apresentam nuance esverdeada da hornblenda. Seu formato varia de hipidioblásticos a xenoblásticos, apresentando hábito acicular/alongado e formato “quadrangular”. Alguns cristais apresentam alteração em seus planos de clivagem e/ou de fratura, sendo esta representada por fluido marrom. No interior e nas bordas os cristais de biotita ocorrem pequenos e esféricos zircões. Ela está em equilíbrio com ortoclásio, plagioclásio, titanita e opacos

A quantidade de quartzo (1 mm) aumenta de 5%, no anfibolito, onde marca a foliação juntamente com a hornblenda, para 10% no anfibolito biotitizado, sendo neste segundo litotipo acompanhado por sericita. Seu formato varia de hipidioblástico a xenoblástico.

O anfibolito contém 15% de plagioclásio, enquanto o anfibolito biotitizado contém 20%. A composição varia entre oligoclásio (An_{20}) e andesina ($An_{37}-An_{40}$). São cristais que variam de hipidioblásticos a xenoblásticos por suas bordas serem “recortadas” por ortoclásio e alguns grãos apresentam alteração sericítica. Assim como o quartzo e a hornblenda, o plagioclásio também está contido no plano de foliação.

A apatita perfaz 2% nas duas amostras de anfibolito. Ocorre inclusa na hornblenda, e em paragênese com este mineral e com plagioclásio e quartzo. Seu formato é idioblástico.

Os minerais opacos representam 6 a 7% em ambas amostras. No anfibolito estão em paragênese com a hornblenda, estando dispostos no mesmo plano marcado por elas, e seu formato varia de alongado a arredondado-sextavado. No anfibolito biotitizado estão em paragênese com biotita, titanita, ortoclásio e plagioclásio, e o formato é quadrangular ou alongado.

E como minerais acessórios ocorrem titânia e zircão. A titanita perfaz 5% da rocha no anfibolito, e 3% no anfibolito biotitizado. E cerca de 1% dos dois tipos de anfibolito é composto por zircão.



Figura 5.4 – Anfibolito torna-se biotitizado quando em contato com o veio pegmatítico C11.



Figura 5.5 – Anfibolito em contato com o veio pegmatítico A6. Destaque para o escape de fluido do veio pegmatítico que ocorre em direção ao anfibolito, transformando a hornblenda em biotita.

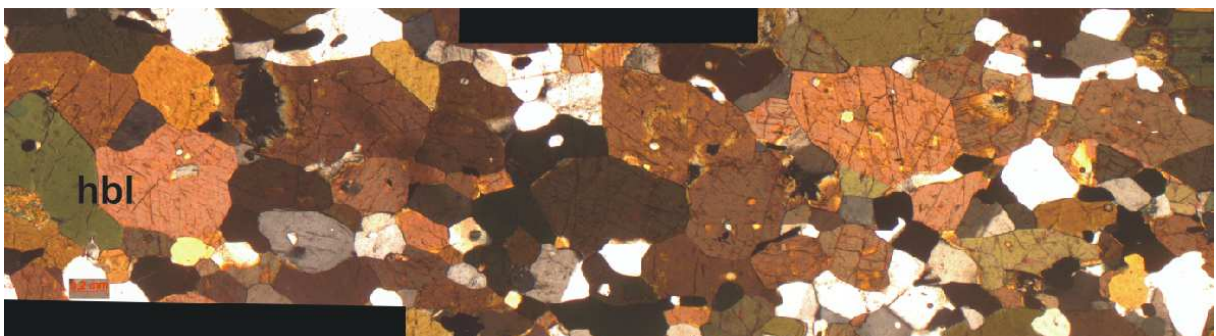


Figura 5.6 – Imagem de lâmina petrográfica de anfibolito mostrando a mineralogia encontrada na rocha com predominância da hornblenda (hbl) marcando a foliação da rocha. Luz polarizada, nicóis paralelos.

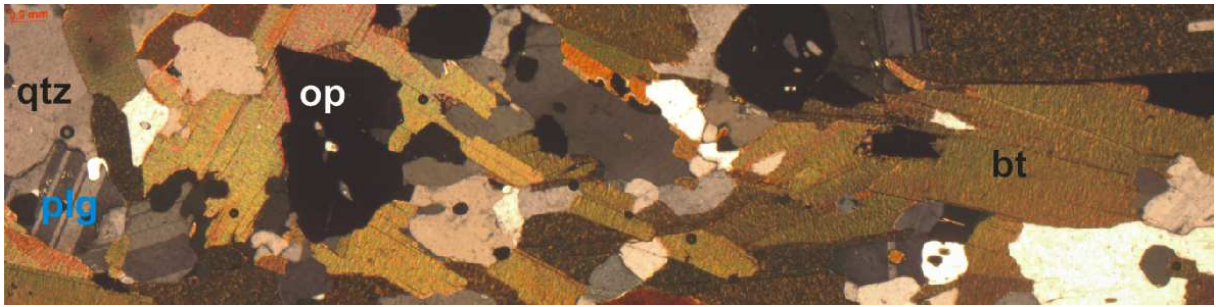


Figura 5.7 – Imagem de lâmina petrográfica de anfibolito biotitizado mostrando a associação mineral observada indicando a ausência de anfibólio (bt = biotita; op = opaco; plg = plagioclásio; qtz = quartzo). Luz polarizada, nicóis cruzados.

A tabela 6 compara a porcentagem dos minerais presentes nos dois tipos de anfibolito observados. É possível notar aumento na quantidade de quartzo existente na rocha quando o anfibolito sofre alteração, pelo contato com o corpo pegmatítico, e é biotitizado.

Tabela 6 - Comparação mineralógica entre o anfibolito e o anfibolito biotitizado por metamorfismo de contato.

MINERALOGIA	ANFIBOLITO (%)	ANFIBOLITO BIOTITIZADO (%)
hornblenda	65	<1
quartzo	5	10
apatita	2	2
plagioclásio	15	20
titanita	3	5
biotita	2	57
zircão	1	<1
minerais opacos	7	6
Total	100	100

Uma feição em anfibolito muito interessante encontrada na área é a presença de quartzo ao redor de magnetita euédrica, ambos inclusos em anfibolito biotitizado (Fig. 5.08). Não é encontrada na literatura descrição sobre enriquecimento suficiente em sílica em um anfibolito que gere cristais de quartzo macroscópicos em equilíbrio mineral com magnetita que varia de euédrica a subédrica. Esta feição foi observada apenas em xenólito de anfibolito incluso no veio pegmatítico B8 e foi gerada por metamorfismo de contato.



Figura 5.8 – Auréola de quartzo, marcando enriquecimento em sílica, ao redor de magnetita em xenólito de anfibolito biotitizado incluído no veio B8.

5.3 – GRANITO CAJÚ

Ferrari *et al.* (1982) delimitaram 06 corpos do granito Cajú na região de Manoel Ribeiro, em Maricá. A amostra coletada deste corpo localiza-se no corpo mais ao sul, às margens da rodovia RJ-106 (Fig. 3.3).

Macroscopicamente o granito Cajú é rosado, hololeucocrático, isotrópico, equigranular (Fig. 5.9) de granulação grossa e pode ser classificado como um monzogranito no diagrama QAPF (Fig. 5.11). É composto por microclina (40%), plagioclásio (20%), quartzo (22%), biotita (1%), muscovita (7%), zircão e opacos (3%), além de sericita (7%) (Fig. 5.10).

O quartzo em geral na forma anédrica (0,5 a 5,2 mm) ou subédrica (média 0,5 mm) quando incluído nos feldspatos. Nos cristais anédricos é comum a presença de subgrãos, indicando um evento termo-deformacional sin- a pós-cristalização.

Os cristais de plagioclásio (0,5 a 6,8 mm) são subidiomórficos, possuem zoneamento composicional e, além de quartzo, inclusões menores de microclina (0,5 a 7,8 mm) arredondadas. Ambos os feldspatos, principalmente o plagioclásio, encontram-se sericitizados.

A muscovita ocorre associada principalmente a K-feldspato. Quando ocorre em cristais isolados ou no contato com cristais de microclina, seu tamanho varia entre 0,5 a 5,2 mm, e quando ocorre em meio a feldspatos sericitizados, seu tamanho é de cerca de 0,5 mm.

A biotita (1,6 a 2,6 mm) ocorre em paragênese com quartzo, plagioclásio e microclina, sendo frequentemente cloritizada. Os minerais opacos estão em associação mineral com a biotita, estando inclusos nas mesmas.

Ocorre alteração marrom entremeando as fraturas dos feldspatos, e em seus contatos, o que pode significar a passagem de fluido tardio magmático-hidrotermal que libera microinclusões de óxido de ferro. Ocorrem fraturas transgranulares secundárias preenchidas por óxido de ferro, o que confirma um caráter tardio a esta feição.

Ocorre carbonato associado nas superfícies da biotita e da microclina marcando alteração intempérica.



Figura 5.9 – Afloramento moderadamente alterado do granito Cajú próximo à RJ-106.

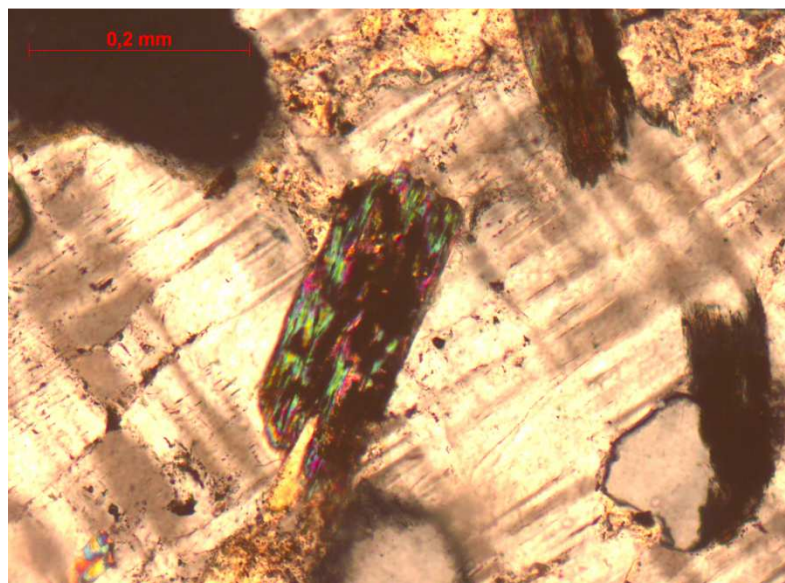


Figura 5.10 – Imagem de lâmina petrográfica do granito Cajú, mostrando biotita cloritizada, sericita e inclusão de cristal de quartzo em microclina. Luz polarizada, nicóis cruzados.

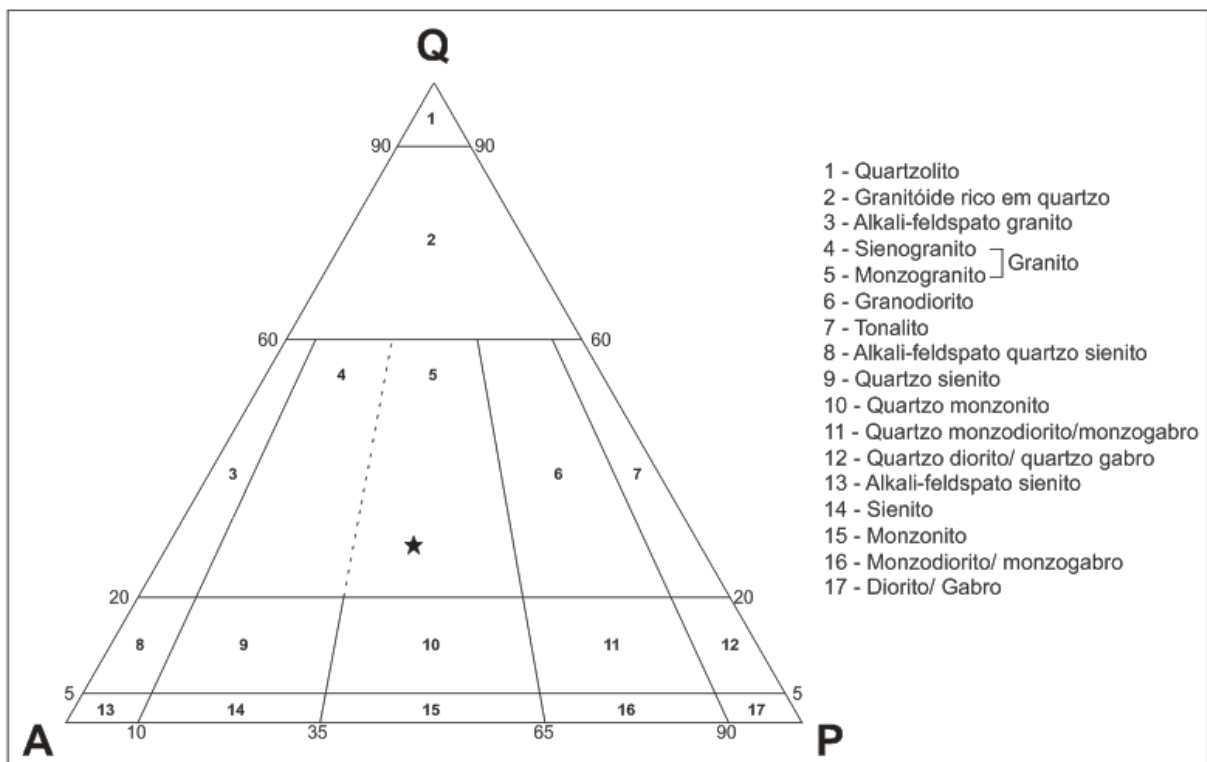


Figura 5.11 – Diagrama QAPF (Le Maitre, 2002) com a composição mineralógica do granito Cajú obtida a partir de contagem visual.

5.4 – Geologia Estrutural do Embasamento

A estruturação do embasamento ortoderivado de Ponta Negra é representada principalmente pela foliação S_n do ortognaisse (em média 240/30), a qual é marcada por seu bandamento composicional (níveis quartzo-feldspáticos, alguns leucossomáticos, intercalados com níveis predominantemente biotíticos), (ii) orientação mineral em bandas individuais e (iii) intercalação de níveis anfibolíticos boudinados (Fig. 5.12).

Em Ponta Negra é possível observar as feições dúcteis das três primeiras fases de deformação descritas por Schmitt *et al.* (2004) para a região. A fase D_1 é responsável pela formação da S_n principal para SW e lineação de estiramento mineral *down-dip* (quartzo e feldspato) (Fig 5.12). A fase D_2 é representada por dobras intrafoliais que ocorrem no ortognaisse paralelamente à estruturação formada em D_1 ($D_1 // D_2$) e a fase D_3 é responsável pela formação de dobras reclinada de plano axial íngreme mergulhando para SE (135/45), a qual é observada próxima ao veio C11 (figuras 5.13).

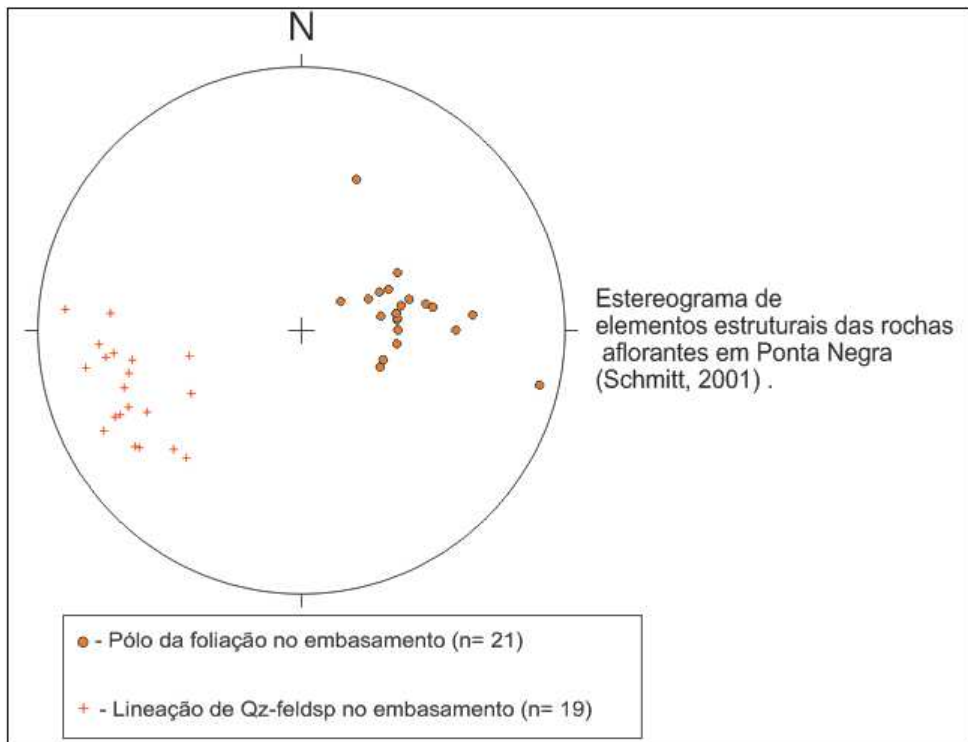


Figura 5.12 – Estereograma com os polos da foliação do embasamento aflorante em Ponta Negra com mergulho médio a alto para SW e lineação de quartzo-feldspato *down-dip* (Schmitt, 2001).



Figura 5.13 – Ortognaisse com dobra reclinada gerada na fase deformacional D3 (P.A. = plano axial com mergulho para SE).

6 – OS PEGMATITOS DE PONTA NEGRA

Na área de Ponta Negra foram delimitados 51 veios pegmatíticos. Tais corpos foram separados em 07 grupos diferentes baseando-se em 03 características: disposição espacial; ausência ou presença de nucleação, e como elas estão dispostas no corpo, e; granulação.

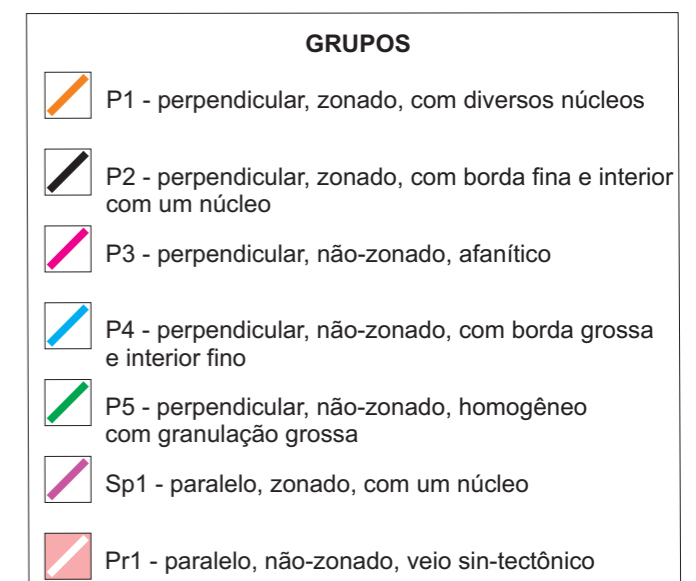
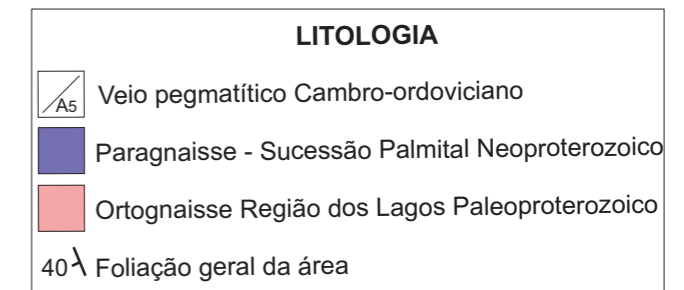
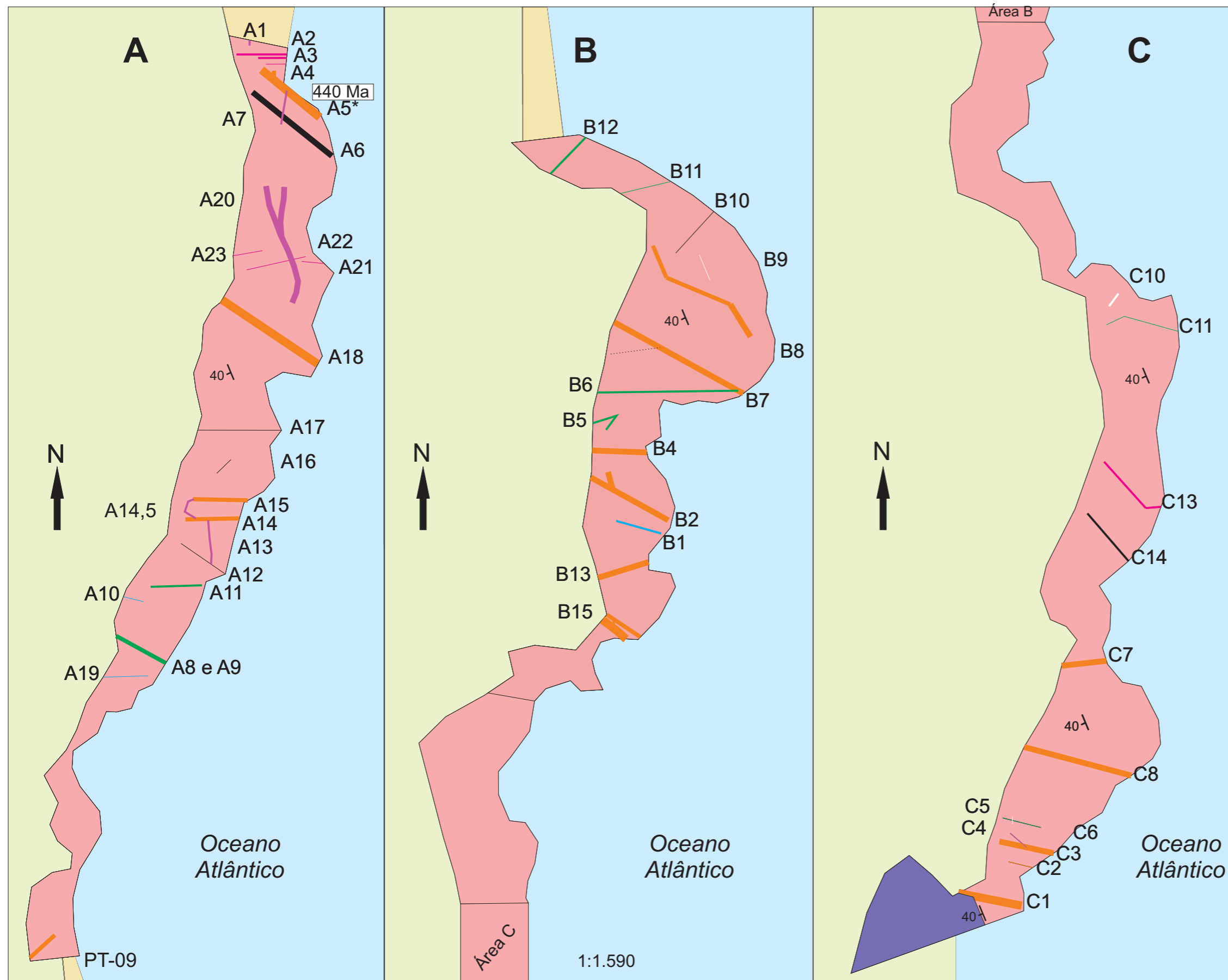
Do ponto de vista estrutural, os 07 grupos podem ser agrupados em 02. O agrupamento mais abundante une cinco grupos texturais, e possui orientação quase que perpendicular a foliação/bandamento do ortognaisse. O outro agrupamento, que inclui dois grupos texturais, tem orientação paralela a subparalela a foliação do ortognaisse.

A disposição espacial dos veios pegmatíticos presentes em Ponta Negra é ilustrada na figura 6.1. Os veios dispostos perpendicularmente à foliação são tardi-tectônicos, preenchendo fraturas, possuem contato brusco com o embasamento ortoderivado, e cortam os veios deformados sin-tectônicos dispostos paralelos à foliação intercalados com o ortognaisse da Unidade Região dos Lagos.



Figura 6.1 – Veio pegmatítico tardi-tectônico A2 equigranular e isotrópico estruturado perpendicularmente à foliação, em contato brusco com o ortognaisse, e cortando veios sin-tectônicos dispostos paralelos à foliação.

A figura 6.2 ilustra a localização, disposição espacial e espessura de cada veio pegmatítico reconhecido na área, e a figura 6.3 aponta quais análises laboratoriais foram realizadas em cada pegmatito.

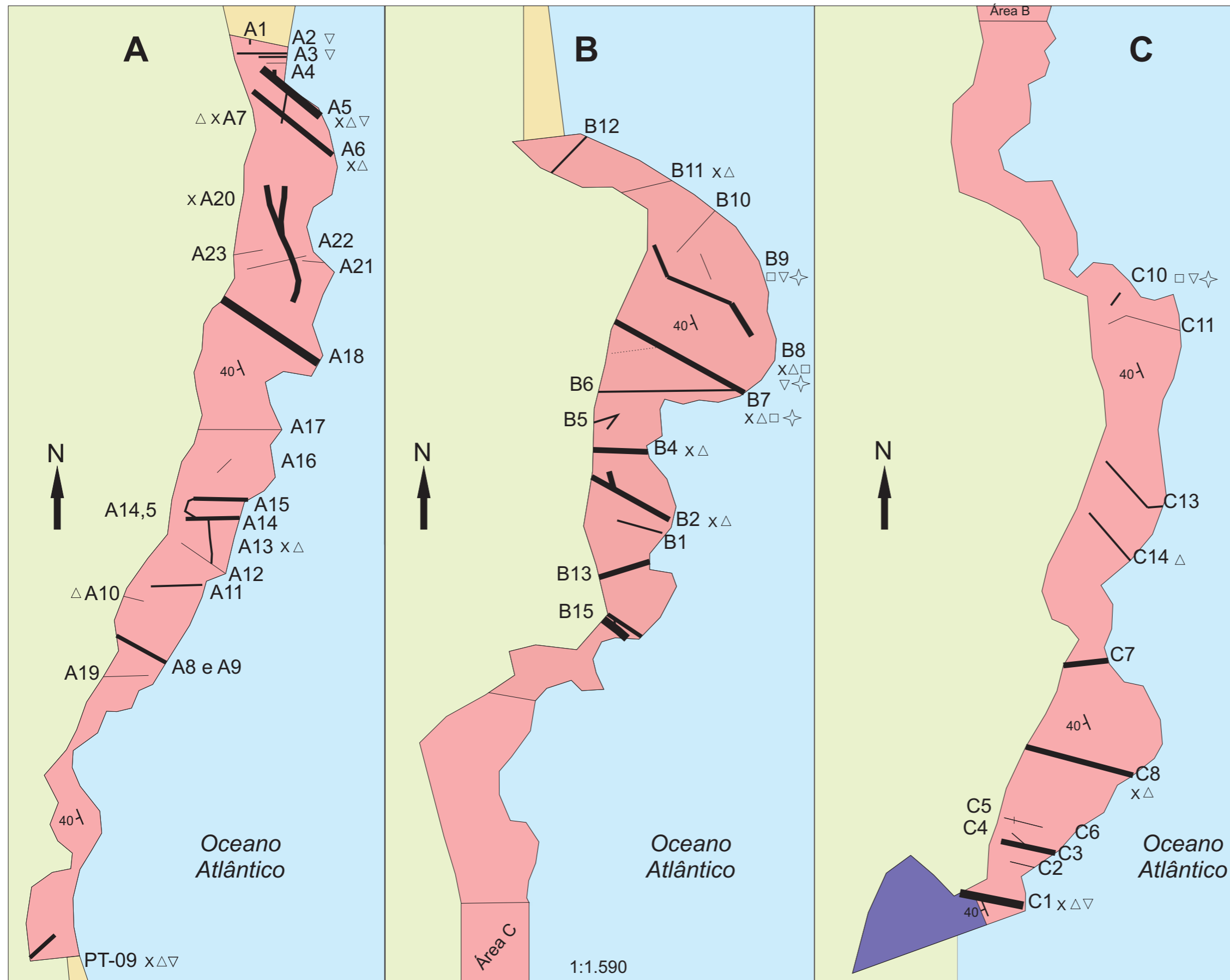


Autora
Patricia d'Almeida de Toledo Piza

Orientadores
Everton Marques Bongioiolo
Renata da Silva Schmitt

AGOSTO 2012

Figura 6.2 - Croqui do costão rochoso de Ponta Negra. Litologias presentes, foliação geral da área e localização, relação estrutural com a rocha encaixante, distribuição, espessura e agrupamento dos veios pegmatíticos sin- e tardi-tectônicos identificados. Os limites da divisão A-B-C encontram-se na figura 3.4.



LITOLOGIA

- Veio pegmatítico Cambro-ordoviciano
- Paragneisse - Sucessão Palmital Neoproterozoico
- Ortogneisse Região dos Lagos Paleoproterozoico
- Foliação geral da área

Oceano Atlântico Cobertura Vegetal Praia

ANÁLISES

- MEV
- Isótopos Estáveis
- Análise Química (Mineral)
- Análise Química (Rocha)
- Lâmina Delgada

ESPESSURA DOS VEIOS (cm)

- 1 - 10
- 10 - 50
- 50 - 100
- 100 - 500
- superior a 500

Autora
Patricia d'Almeida de Toledo Piza

Orientadores
Everton Marques Bongioiolo
Renata da Silva Schmitt

AGOSTO 2012

Figura 6.3 - Croqui do costão rochoso de Ponta Negra. Destaque para a simbologia que indica quais veios foram amostrados para análise laboratorial e quais análises foram realizadas. Os limites da divisão A-B-C encontram-se na figura 3.4.

O diagrama QAPF presente na figura 6.4 reúne a composição mineralógica de alguns dos veios pegmatíticos analisados (tardi e sin-tectônicos) através de lâmina petrográfica, mostrando que os veios tardi-tectônicos B8 (grupo P1) e A2 e A3 (grupo P3) possuem composição geral sienogranítica, e o veio sin-tectônico C10 possui composição monzogranítica. O veio B8 está plotado no limite entre as composições álcali-feldspato granítica e sienogranítica, e o veio A3 está plotado no limite entre as composições sienogranítica e monzogranítica. As descrições mineralógicas destes veios encontram-se nos itens 6.1.1.1 (com diversos núcleos – P1), 6.1.1.3 (afaníticos – P3) e 6.1.2.2 (veios sin-tectônicos – PR1) a seguir.

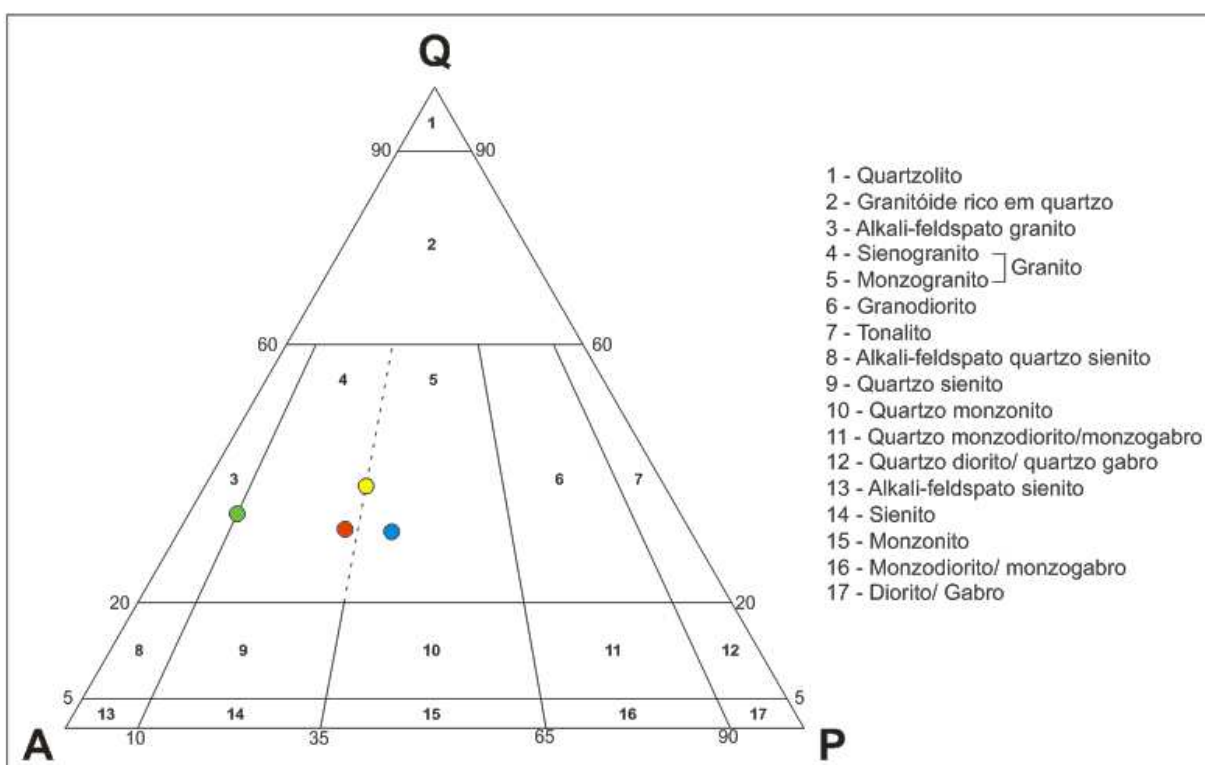


Figura 6.4 – Diagrama QAPF ilustrando veios com composição álcali-feldspato granítica - sienogranítica (círculo verde = veio pegmatítico B8), sienogranítica (círculo vermelho = veio pegmatítico A2), sienogranítica – monzogranítica (círculo amarelo = veio pegmatítico A3) e monzogranítica (círculo azul = veio sin-tectônico C10).

6.1 – Descrição Petrográfica dos Veios Pegmatíticos

As características de cada veio analisado encontram-se no anexo I. Abaixo estão descritas as características gerais dos grupos.

6.1.1 - GRUPOS PERPENDICULARES

6.1.1.1 - com diversos núcleos (P1)

Tal grupo reúne 16 (dezesesseis) corpos (A5, A14, A15, A18, PT-09, B2, B4, B7, B8, B13, B15, C1, C2, C3, C7 e C8), e na figura 6.2 é representado pela cor laranja. Os corpos

possuem comprimento médio de 15 m e espessura variável (96 cm a 10m), sendo os que atingem a maior espessura.

Os corpos que constituem esse grupo são caracterizados por apresentarem diversas feições texturais, granulométricas e mineralógicas em um único corpo (Figs. 6.5). Neles ocorrem a textura gráfica clássica em pegmatitos (Fig. 6.6). A granulação varia, desde fina à média com textura equigranular, até muito grossa, com núcleos compostos essencialmente de quartzo e K-feldspato (Fig. 6.7), por vezes apresentando magnetita e/ou biotita, a qual aparece, na maioria das vezes, entre os cristais de K-feldspato. Esses veios apresentam entre 1 e 4 nucleações em um mesmo corpo.

O comprimento da maior dimensão do quartzo presente nesses corpos varia entre 2 e 23 cm; entre 2 e 30 cm no K-feldspato; entre 1 e 40 cm na biotita; e a magnetita possui entre 0,5 e 4 cm de diâmetro (Figs. 6.8 e 6.9).

No veio A5 ocorre granada, do tipo espessartita, radial, com até 3 cm de diâmetro (Fig. 6.10) e rutilo de 2 cm de comprimento. No veio B15 ocorre muscovita de até 1 cm de comprimento, e calcopirita de 1 cm de diâmetro.

Esse grupo apresenta também xenólitos dos ortognaisse, como nos veios A18, B2 e B7 (Fig. 6.11). E dos veios A5, B2 e B7 saem apófises que cortam a rocha encaixante paralelamente à foliação (Fig. 6.12).

Alguns corpos deste grupo ocorrem de maneira paralela entre si, como os veios C1, C2 e C3 (Fig. 6.13) e A14 e A15. O contato da parede do veio com a rocha encaixante é quase retilíneo.

O grupo P1 é descrito a partir da lâmina petrográfica confeccionada à partir de porção granítica do veio B8. Macroscopicamente este pegmatito possui coloração rosada, granulação grossa e sua estrutura é isotrópica (Fig. 6.1).

O veio pegmatítico B8 é composto por quartzo (30%), microclina (55%), plagioclásio (3%), biotita (5%), clorita (4%), sericita (3%) e opacos (traço).

A microclina ocorre em tamanho variável (2,6 mm X 3,6 mm até 7,8 mm X 18,2 mm) e possui inclusão de quartzo gerando textura mirmequítica, quando o quartzo é euédrico (0,1 até 1,6 mm) (Fig. 6.15) e gráfica, quando o cristal incluído de quartzo possui o formato da letra "L" (0,5 X 1,6 mm). Algumas dessas inclusões de quartzo ocorrem alinhadas em uma única direção (Fig. 6.14), podendo marcar um evento deformacional. Os cristais de quartzo são anédricos e maiores do que os cristais incluídos em feldspato, com tamanho variável entre 1,3 e 4,2 mm. A figura 6.14 mostra microclina com alinhamento de inclusões de quartzo. Essa orientação poderia ser atribuída a fluxo ígneo gerado pelo resfriamento do

magma em espaço confinado tendendo a seguir a estruturação espacial do local de intrusão.

A biotita possui formato retangular (0,5 até 2,6 mm), coloração marrom escura até verde claro. Apresenta por vezes alteração para clorita, nos planos de clivagem e nas bordas, como também é totalmente substituída por este mineral (1,3 até 3,1 mm). Ocorre tanto como grão livre, em associação mineral com quartzo, microclina e plagioclásio, como inclusa na microclina juntamente com o quartzo.

Os minerais opacos possuem formato retangular (1,6 X 2,1 mm) e ocorrem em associação mineral com biotita e plagioclásio.

A sericita ocorre na superfície de alguns cristais de feldspato e também nas fraturas do quartzo e do plagioclásio.

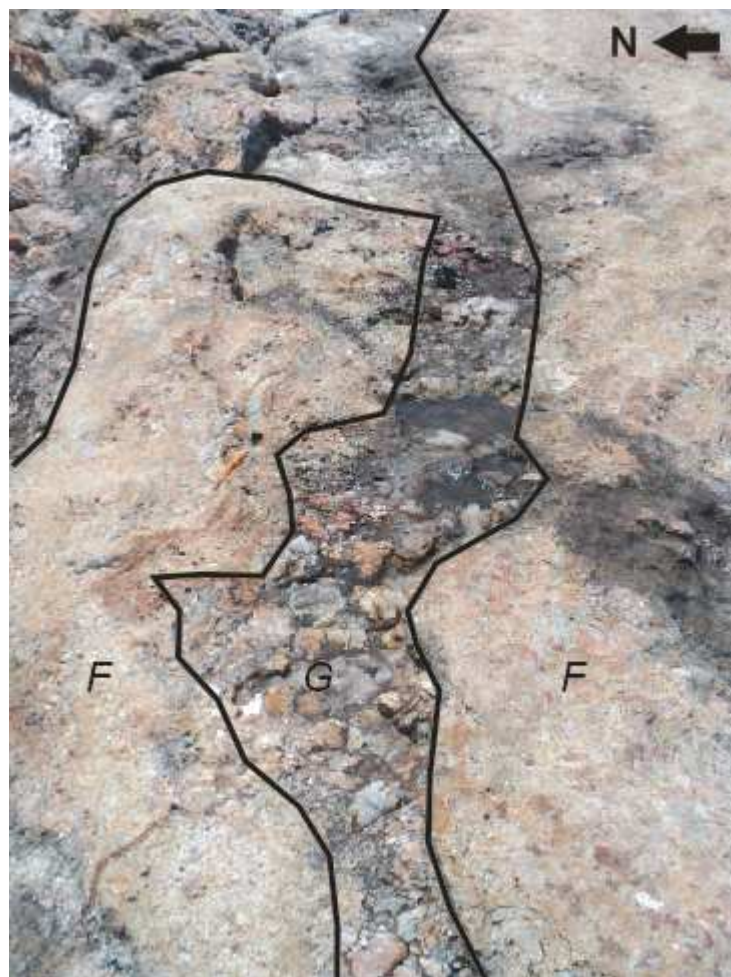


Figura 6.5 – Veio pegmatítico A5 com diferentes granulações delimitadas pela linha preta. G = granulação grossa. F = granulação média.



Figura 6.6 – Textura gráfica no veio pegmatítico A5.



Figura 6.7 – Nucleação de quartzo e K-feldspato no núcleo do veio PT-09 e borda de granulação mais fina. *N* = núcleo; *B* = borda.



Figura 6.8 – Megacristais de biotita no veio B7.



Figura 6.9– Quartzo e K-feldspato de granulação grossa presentes no veio B7.



Figura 6.10 – Granada radial intercrescida com quartzo no veio pegmatítico A5.



Figura 6.11 – Veio pegmatítico A18 disposto perpendicularmente à foliação (Sn) do embasamento, marcada por bandamento composicional do ortogneisse e intercalação de níveis anfibolíticos (Anf). A linha vermelha corresponde a um xenólito de embasamento no interior do veio.



Figura 6.12 – Apófise do veio A5 intrudindo anfibolito paralelamente à foliação. A linha preta superior delimita o strike do veio; a linha preta inferior delimita a direção de intrusão da apófise; a linha branca tracejada delimita a foliação local do ortogneisse.

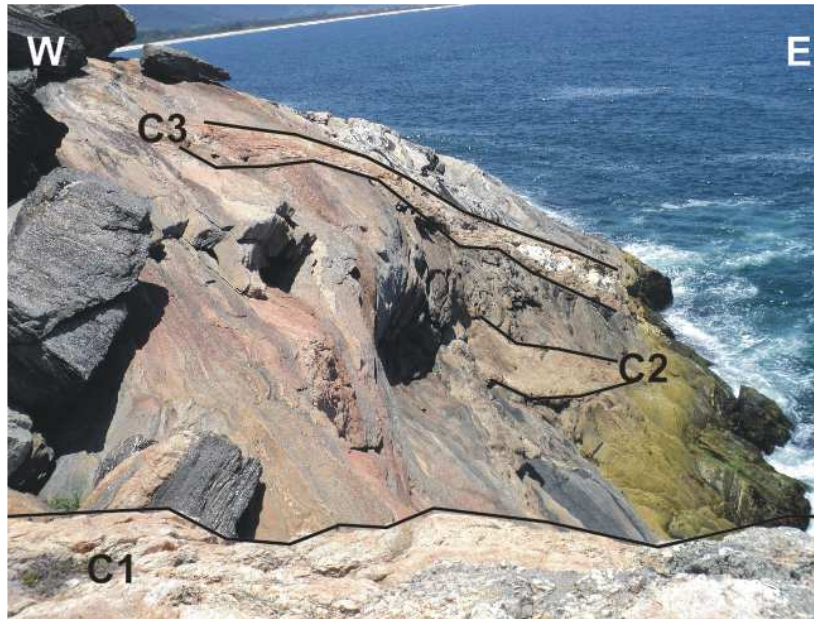


Figura 6.13 – Veios do grupo P1 paralelos entre si. As linhas pretas delimitam os corpos C1, C2 e C3.

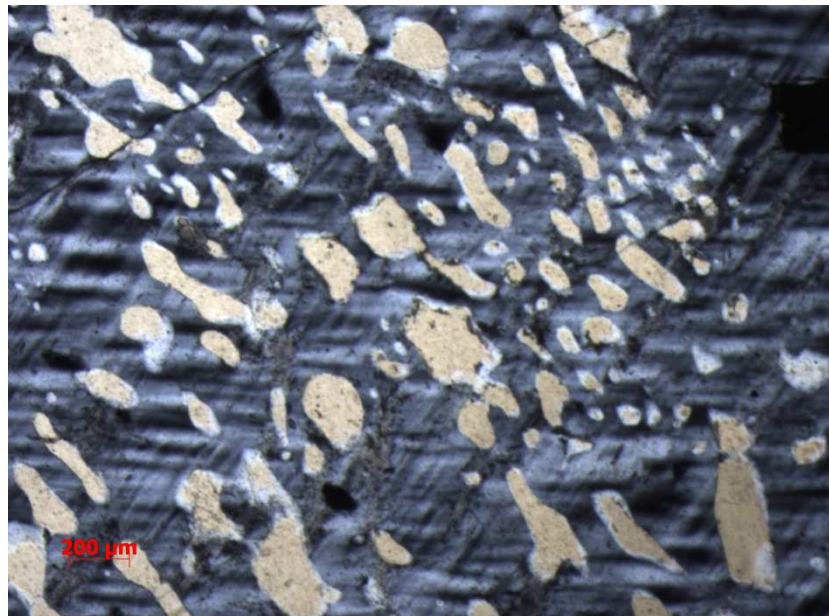


Figura 6.14 - Imagem de lâmina petrográfica de porção granítica do veio pegmatítico B8 com inclusões alinhadas de quartzo em microclina devido à fluxo magmático. Aumento 2,5X.

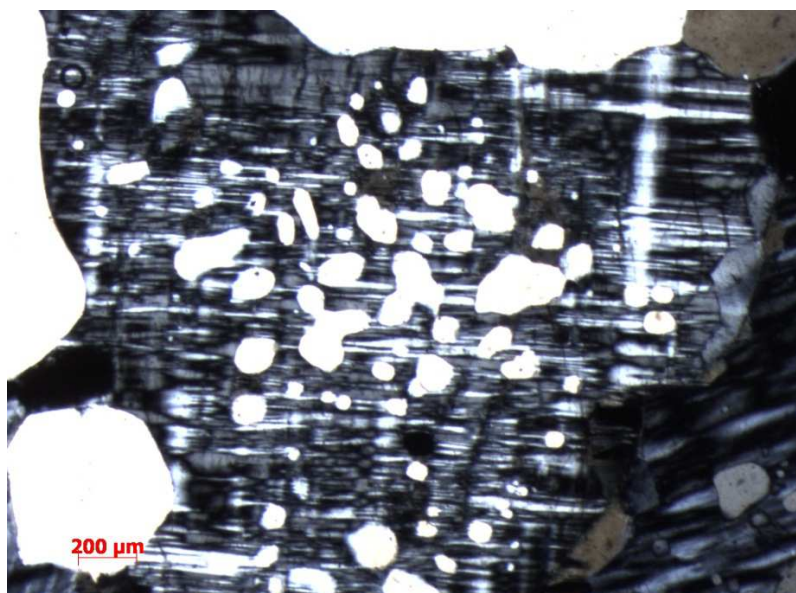


Figura 6.15 - Imagem de lâmina petrográfica de porção granítica do veio pegmatítico B8 com inclusões de quartzo em microclina. Aumento 2,5X.

6.1.1.2 - com borda fina e interior com um núcleo (P2)

Este segundo grupo é representado por 07 corpos (A6, A12, A16, A17, B10, B16 e C14), que na figura 6.2 que estão na cor preta. Os corpos possuem espessura constante sendo majoritariamente mais estreitos do que 40 cm, mas podendo chegar a 110 cm. Já o comprimento é variável (40 cm a 20 m).

Os corpos englobados neste grupo são caracterizados por possuírem um núcleo composto por quartzo, K-feldspato, magnetita e biotita, e apresentarem esses mesmos minerais, mas em tamanho menor, nas proximidades da borda do corpo (Figs. 6.16). O comprimento da maior dimensão dos minerais ultrapassa uma dezena de centímetros apenas no núcleo, quando o quartzo e a biotita atingem 18 cm e o K-feldspato 13 cm. Nos núcleos o quartzo é bordejado por K-feldspato, e como na família anterior, a biotita aparece principalmente no contato entre os cristais de K-feldspato.

Nas porções de granulação fina à média a maior dimensão do quartzo varia entre 1 e 6 cm de comprimento, a do K-feldspato entre 1 e 6 cm, a da biotita entre 0,5 e 6 cm, e o diâmetro da magnetita varia entre 0,5 e 2 cm (Fig. 6.17).

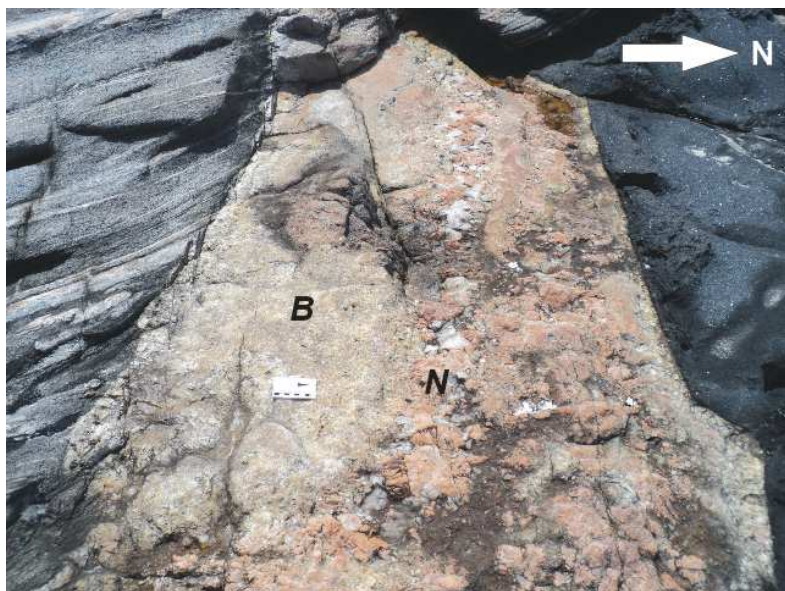


Figura 6.16 – Veio pegmatítico A6 com borda de granulação mais fina do que o núcleo. *N* = núcleo; *B* = borda.



Figura 6.17 – Megacristais de quartzo, K-feldspato e biotita no veio A6.

6.1.1.3 – *afaníticos (P3)*

O grupo dos corpos afaníticos (aplíticos) é composto por 07 veios (A2, A3, A4, A21, A22, A23 e C13), e na figura 6.2 é representado pela cor rosa. São corpos de espessura restrita entre 4,5 e 16 cm, e extensão aflorante entre 2 e 20 m.

As características marcantes desse grupo são o contato brusco linear com o embasamento e a textura afanítica (Figs. 6.18 e 6.19). No veio A4 ocorre molibdenita e calcopirita a olho nú, e no veio C13 ocorre quartzo.

O grupo P3 é descrito pela lâmina petrográfica confeccionada à partir dos veios A2 e A3. Macroscopicamente este pegmatito possui coloração branca rosada, granulação muito fina, equigranular, isotrópica (Fig. 6.1). Pontualmente alguns cristais de quartzo são fenocristais.

O veio pegmatítico A2 é composto por quartzo (30%), microclina (45%), plagioclásio (20%), biotita (2%), muscovita (2%), zircão (traço) e opacos (traço).

Observa-se na lâmina alinhamento mineralógico (Fig. 6.20) marcado por quartzo e microclina. Os grãos de quartzo maiores (2,1 até 11,4 mm) são retangulares e orientados paralelamente à parede do veio, e possuem textura de recristalização de subgrão, cujas bordas estão orientadas perpendicularmente à direção de alinhamento destes cristais. Os grãos menores de quartzo são euédricos e medem cerca de 0,5 mm. Assim como na amostra do veio B8, tal alinhamento pode marcar a direção do fluxo magmático no conduto.

Os cristais de microclina (0,3 a 2,1 mm) e plagioclásio (1 a 5,7 mm) menores também estão orientados na mesma direção dos cristais maiores de quartzo, e são entremeados por cristais de quartzo menores.

Ocorre inclusão de quartzo em microclina e em plagioclásio sericitizado. As inclusões possuem tamanho semelhante quando inclusas em um mesmo grão de feldspato, mas possuem tamanhos diferentes quando inclusas em diferentes grãos de feldspato. Quando ocorre textura mirmequítica (Fig. 6.21), os grãos de quartzo variam entre 0,3 e 0,8 mm, e quando ocorre textura gráfica, a variação do quartzo é de 0,3 a 1 mm com formato retangular. Os cristais de feldspato que apresentam essas texturas possuem dimensões maiores, entre 5,2 e 14,6 mm, para microclina, e 5,7 a 10,4 mm, para o plagioclásio.

A muscovita, cujo tamanho varia entre 0,3 e 1 mm, ocorre inclusa em microclina. A biotita também ocorre em associação mineral com a microclina e possui formato acicular/retangular (0,1 X 3,9 mm).

Quanto mais perto da rocha encaixante, maior é a dimensão dos cristais do veio pegmatítico.

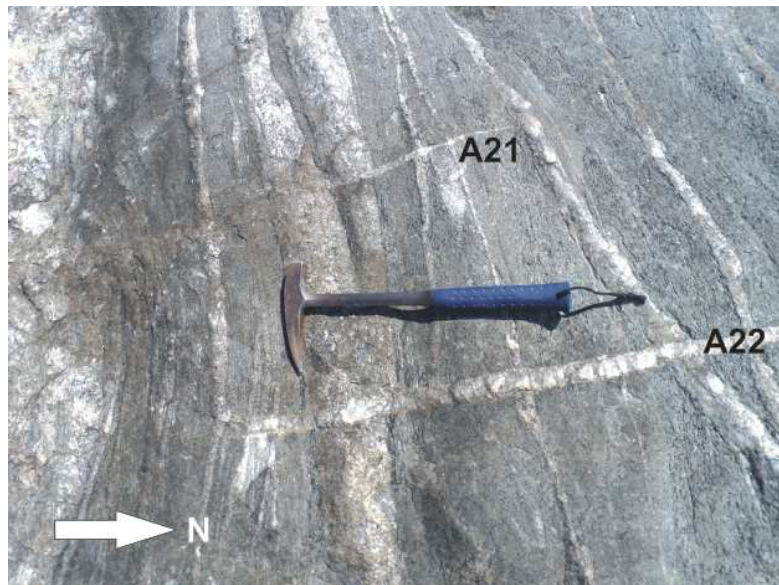


Figura 6.18– Veios pegmatíticos A21 e A22 cortando o bandamento do ortogneisse.



Figura 6.19 – Veio A4 cortando o ortoanfibolito.

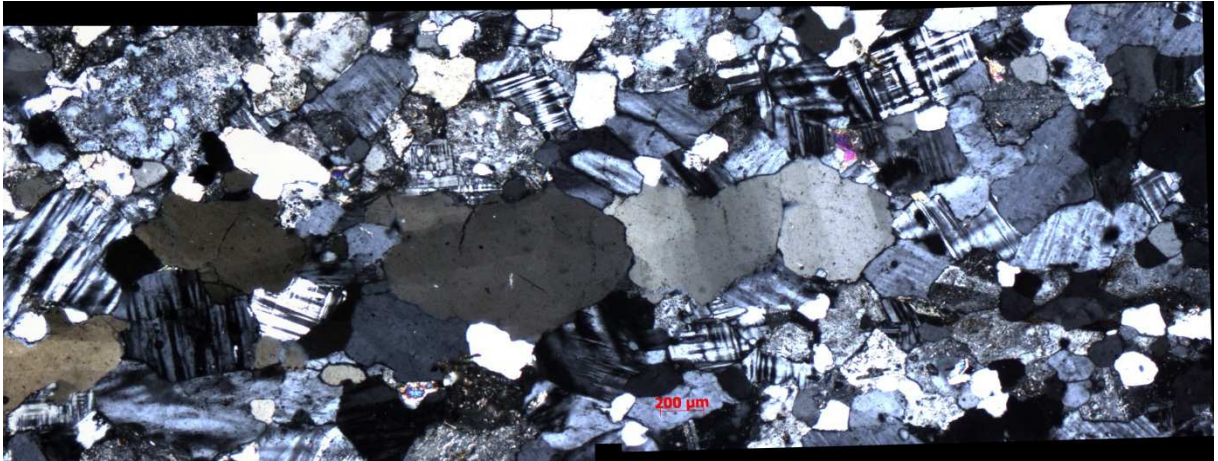


Figura 6.20 - Orientação dos grãos maiores de quartzo, com textura de subgrão, seguido por alinhamento de cristais de feldspato e quartzo de tamanho menor. Aumento 2,5X.

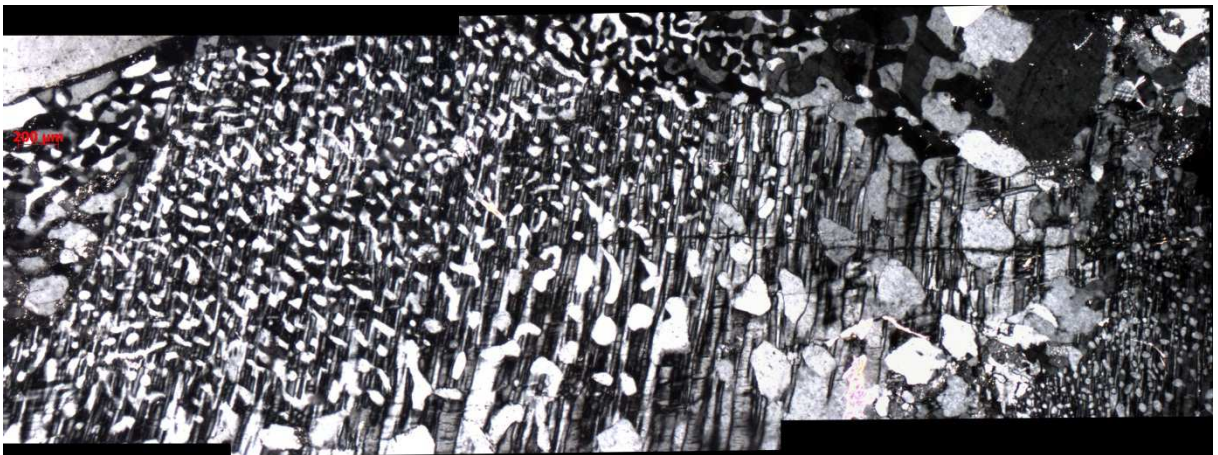


Figura 6.21 - Textura mirmequítica formada por inclusão de quartzo em microclina. Aumento 2,5X.

O veio pegmatítico A3 é composto por quartzo (34%), microclina (34%), plagioclásio (20%), muscovita (5%), sericita (5%) e opacos (2%).

Assim como na lâmina do veio A2 é possível observar orientação mineralógica também por fluxo ígneo.

O quartzo apresenta tamanho e formato variado. Varia entre 0,5 e 7,7 mm, os menores são subédricos e os maiores são euédricos possuindo borda serrilhada. Independente do tamanho do grão de quartzo ocorre textura de subgrão (Fig. 6.22). Em um cristal de 3,1 mm ocorre subgrão de 0,3 a 1 mm, e em um grão de aproximadamente 5,2 mm, as bordas dos subgrãos são paralelas entre si.

Essa amostra apresenta menor quantidade de grãos com textura mirmequítica, com cristais de quartzo (0,1 mm) em microclina. Os cristais de microclina variam entre 0,3 e 3,1 mm, e alguns cristais possuem borda retilínea. E os cristais de plagioclásio, que encontram-se em sua maioria sericitizados, medem até 1 mm (Fig. 6.34).

A moscovita é anédrica e mede entre 0,5 e 1,6 mm. E os opacos ocorrem em associação com K-feldspato e moscovita.



Figura 6.22 – Quartzo orientado com textura de subgrão. Aumento 2,5X.

6.1.1.4 - com *borda grossa e interior fino (P4)*

Este quarto grupo é representada por 03 veios (A10, A19 e B1). São corpos de espessura constante, entre 10 e 15 cm, e extensão aflorante que varia entre 2 e 20 m. É representado na figura 6.2 pela cor azul.

Assim como o grupo P3, o grupo P4 também apresenta contato brusco linear com o embasamento. Mas apresenta borda com granulação grossa, onde o K-feldspato varia entre 1 e 2 cm de comprimento e a magnetita possui 0,5 cm de diâmetro, e apresenta interior afanítico (Figs. 6.23).



Figura 6.23 – Veio pegmatítico B1 perpendicular à foliação do embasamento e com interior afanítico e borda de granulação mais grossa.

6.1.1.5 - homogêneo com granulação grossa (P5)

O último grupo que faz parte do conjunto dos grupos perpendiculares é composto por 09 veios (A8, A9, A11, B5, B6, B11, B12, C6 e C11), e na figura 6.2 é representado pela cor verde. São corpos de espessura (2 a 90 cm) e comprimento (2 e 20 m) variável.

A característica deste grupo é o tamanho de grão grosso constante dos corpos (Figs. 6.24). Tais corpos são compostos por quartzo, K-feldspato e magnetita. A maior dimensão do quartzo varia entre 1 e 15 cm de comprimento, a do K-feldspato entre 1 e 10 cm, a da biotita mede entre 0,5 e 2 cm, e o diâmetro da magnetita varia entre 1 e 6 cm, (Fig. 6.25).



Figura 6.24 – Veio pegmatítico A8 de granulação grossa.

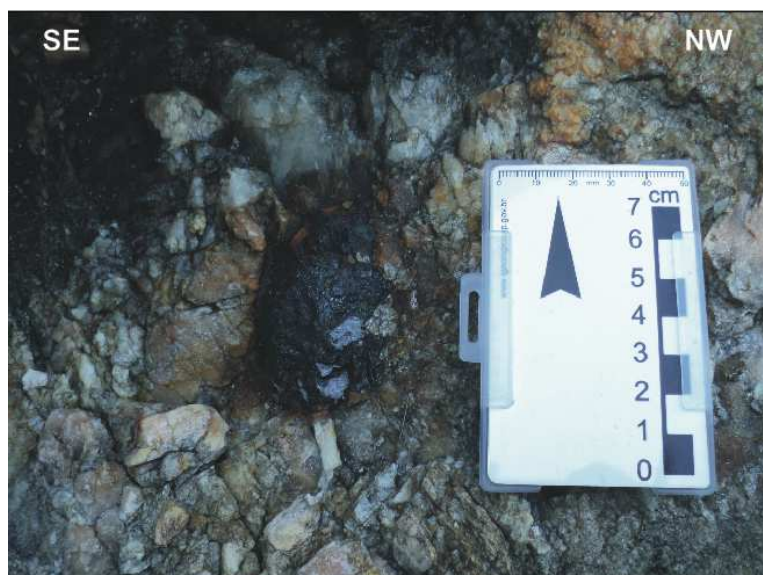


Figura 6.25 – Megacristal de magnetita no veio B8.

6.1.2 – GRUPOS PARALELOS

6.1.2.1 - com um núcleo (SP1)

Este grupo é composto por 06 veios (A1, A7, A13, A14,5, A20 e C4), representados na figura 6.2 pela cor roxa. São corpos de espessura variável, 18 cm a 2,5 m, e comprimento entre 1 e 8 m (Figs. 6.26).

Os corpos apresentam nucleação de quartzo e K-feldspato (Fig. 6.27). O comprimento do quartzo varia entre 3 e 12 cm, e o do K-feldspato entre 2 e 13 cm. Ocorre também nesses corpos magnetita, com diâmetro de 2 ou 3 cm, e biotita, de 4 a 12 cm de comprimento (Fig. 6.28).

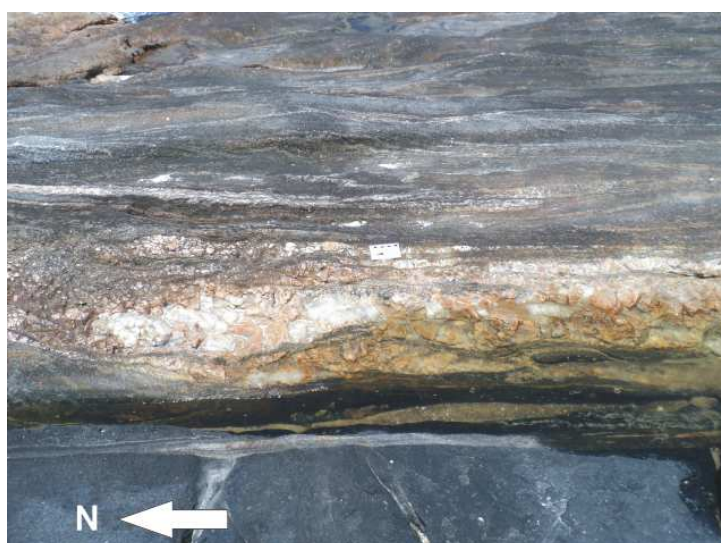


Figura 6.26 – Veio pegmatítico A7 (paralelo à foliação) encaixado entre o ortogneisse e o anfibolito.



Figura 6.27 – Granulação grossa do veio A13.



Figura 6.28 – Megacristais de quartzo, K-feldspato e biotita no veio A13.

6.1.2.2 – *veio sin-tectônico (PR1)*

Este grupo ocorre amplamente na área, mas foram registrados apenas 03 veios (B9, C5 e C10) por este tipo não ser o foco principal da dissertação. A espessura dos corpos varia entre 9 e 25 cm, e o comprimento é constante, variando entre 3 e 4 m. Na figura este grupo é representado pela cor branca.

Assim como nos grupos P3 e P4, os veios do grupo PR1 são afaníticos em amostra macroscópica.

Esses veios ocorrem também fora da área de estudo, e foram datados por Schmitt *et al.* (2004) em 520 Ma (U/Pb de zircão) na região de Búzios e Rio das Ostras. Além de serem

paralelos à foliação, apresentam lineação mineral e dobras intrafoliais, tendo sido deformado durante as fases $D_1//D_2$ (vide item 3.3).

O grupo PR1 é descrito pela lâmina petrográfica confeccionada à partir do veio sin-tectônico C10. Macroscopicamente, este corpo possui coloração branca amarelada, granulação média a grossa e sua estrutura é isotrópica, não apresentando textura (Figs. 6.29).

Este veio é composto por quartzo (27%), microclina (32%), plagioclásio (sericitizado, 22%), muscovita (7%), biotita (7%), clorita e opacos (5%). Pelo diagrama QAPF, esta rocha possui composição monzogranítica.

A textura desta rocha é equigranular e não apresenta estrutura (Fig. 6.30). Ocorre textura mirmequítica em apenas um cristal de plagioclásio com inclusões euédricas de quartzo (0,3 a 0,8 mm). O plagioclásio é zonado e varia de 3,5 a 6,3 mm, a microclina de 1,3 a 14,6 mm e o quartzo de 1,8 a 19,8 mm. A maioria do contato entre esses grãos é serrilhado devido a intercrescimento de cristais, sendo raro os que são retilíneos.

A biotita possui coloração marrom avermelhada, possui hábito retangular e seu tamanho varia de 0,8 a 5,2 mm. Apresenta alteração para clorita (0,5 mm) na borda e no plano de clivagem, estando associada também à hornblenda (0,8 mm), oriunda do ortognaisse. Ocorre em paragênese com quartzo, plagioclásio e, em menor frequência, com a microclina.

A muscovita (0,5 a 2,6 mm) ocorre em associação mineral com a microclina sericitizada. A sericita é anédrica, e ocorre em cima da microclina, principalmente, e do plagioclásio.

A granulação do veio C10 é compatível com a observada na amostra A2 quando próxima à encaixante.



Figura 6.29 –Veio sin-tectônico B9. Notar dobras intrafoliais no cabo do martelo (sin- $D_1//D_2$).



Figura 6.30 – Feldspatos e quartzo sericitizados com textura granoblástica.

6.2 – Geologia Estrutural dos Veios Pegmatíticos

6.2.1 – VEIOS PERPENDICULARES À FOLIAÇÃO

Dentre os sete grupos de veios pegmatíticos texturais, cinco grupos possuem orientação praticamente perpendicular ao bandamento da encaixante, ocorrendo como diques, sendo eles: com diversos núcleos (P1); com borda fina e interior com um núcleo (P2); afaníticos (P3); com borda grossa e interior fino (P4) e; homogêneo com granulação grossa (P5). Foram obtidas 44 medidas deste subgrupo.

Cada grupo de veio pegmatítico é representado na rede de Schmidt com legenda distinta (Figura 6.31). No entanto observa-se que independente do grupo a que pertencem, os veios pegmatíticos perpendiculares apresentam o mesmo sentido de mergulho.

Pelo diagrama de Karlsbeek, a atitude máxima destes veios é 184/90 a 9,1% (Figura 6.32). São destacados ainda duas atitudes sub-máximas: 000/70, a 6,4%, e 036/78, a 6,5%. No diagrama de roseta observa-se que a maior pétala possui nove medidas, representando 20% do total das medidas (Figura 6.33).

Analisando os três diagramas percebe-se que a principal orientação dos diques pegmatíticos, dispostos perpendiculares à foliação, é E-W com mergulho vertical e alto para norte. Nota-se também um grupo menos abundante com orientação NW-SE com mergulho alto para NE.

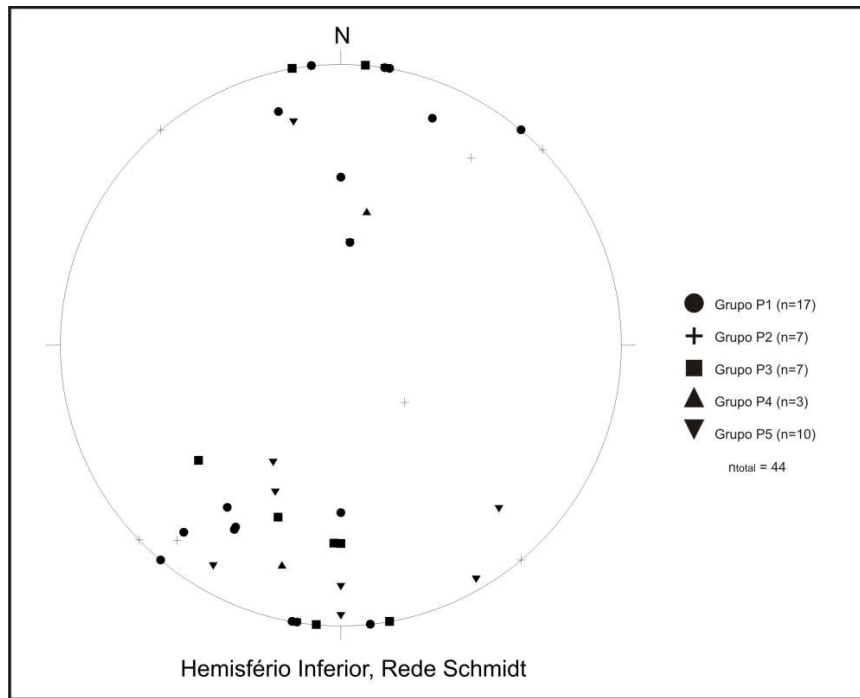


Figura 6.31 - Rede de Schmidt com as 44 medidas de diques obtidas através dos grupos P1, P2, P3, P4 e P5 que são perpendiculares à foliação do embasamento. Diagrama de polos.

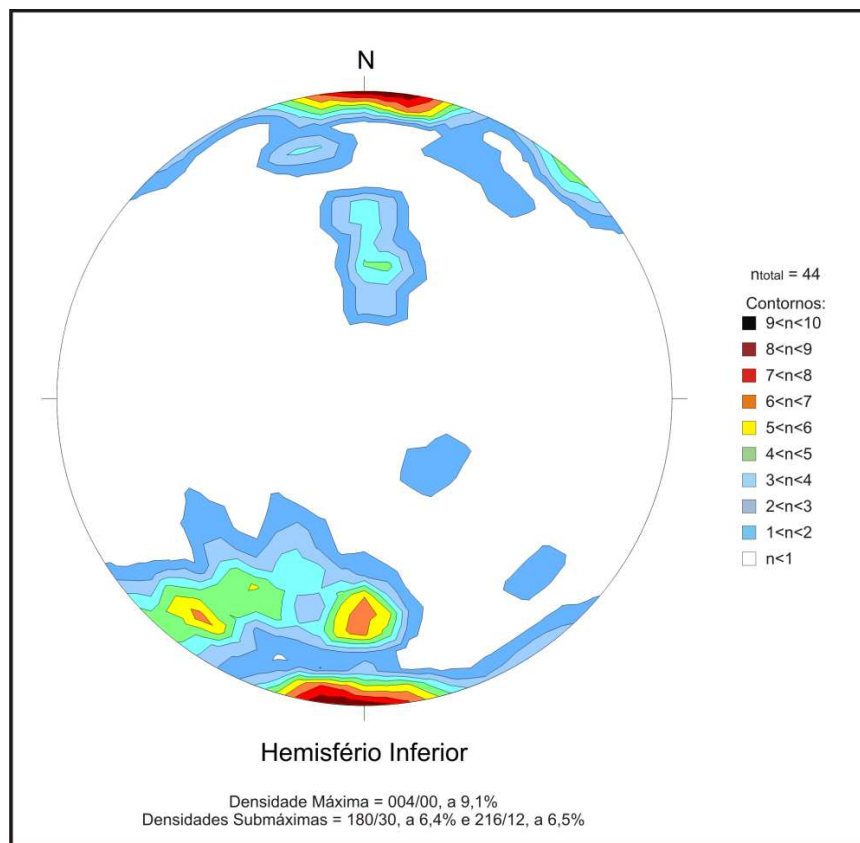


Figura 6.32 - Rede de Karlsbeek das 44 medidas de diques obtidas através dos grupos P1, P2, P3, P4 e P5. As duas densidades submáximas são representadas pela cor laranja no 3º quadrante da rede.

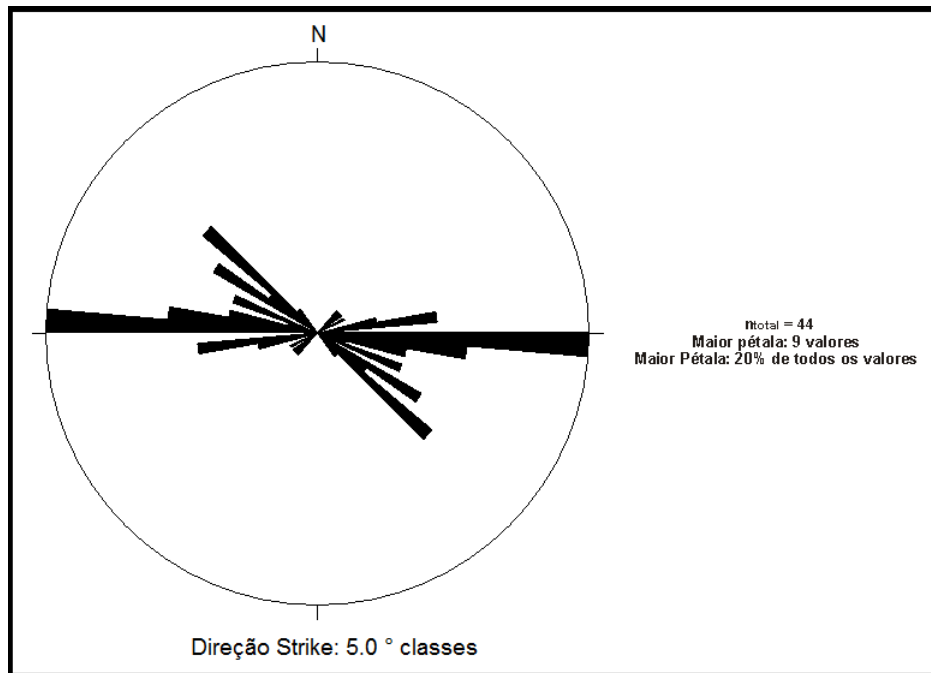


Figura 6.33 - Diagrama de Roseta das 44 medidas de diques obtidas através dos grupos P1, P2, P3, P4 e P5, com direção principal E-W, e subordinadamente NW-SE.

Foi encontrado apenas uma estrutura que pode ser interpretada como indicador cinemático. O veio pegmatítico B11 de *strike* NE-SW apresenta arraste sinistral da foliação (Fig. 6.34), mas como esse veio é da população menos abundante, essa estrutura não contribui para uma análise cinemática regional. Todavia é possível fazer uma análise cinemática inicial da região estudada com base apenas na orientação dos dois grupos de veio mais abundantes E-W e NW-SE (Fig. 6.33). De acordo com a classificação adotada por Petit (2007) (Fig. 6.35), esses veios não se enquadrariam no par cisalhante de Riedel (R-R') porque o ângulo entre eles é menor do que 40°. Além disso não foram encontrados indicadores cinemáticos compatíveis com essas fraturas cisalhantes. Dessa maneira, poderia-se especular que o grupo principal E-W seria candidato a ser uma fratura do tipo T, ou seja, paralelo ao sigma 1 (Fig. 6.35). Essa orientação para o sigma 1 num contexto pós-colisional da Faixa Ribeira é compatível com o contexto regional (vide item 10.4).

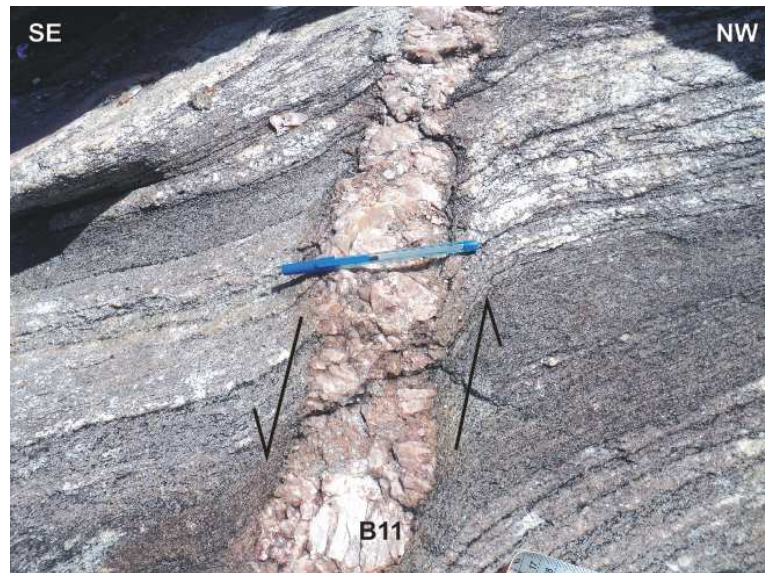


Figura 6.34 – Arraste sinistral da foliação próxima ao veio B11.

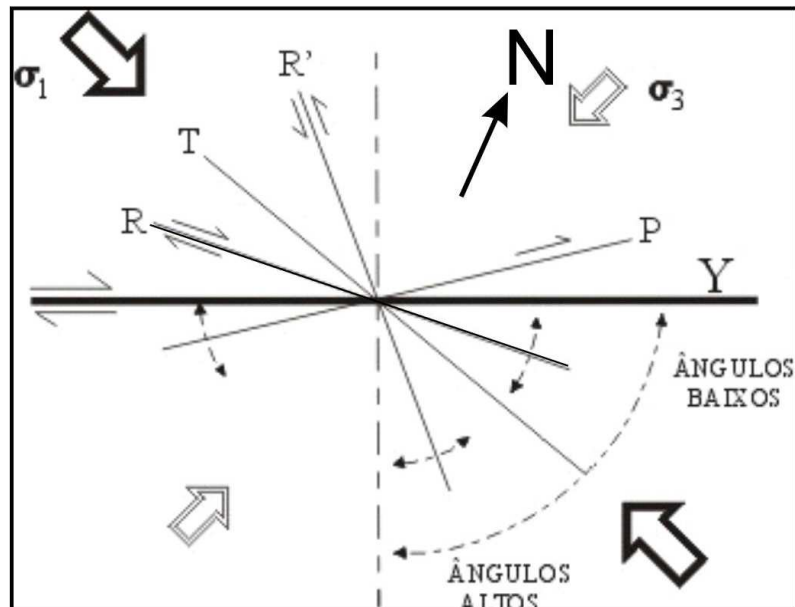


Figura 6.35 – Diagrama de Riedel. O “Norte” foi desenhado em alusão ao norte da área de estudo, mostrando esforços E-W laterais gerando fraturamento paralelo ao sigma 1.

6.2.2 – VEIOS PARALELOS À FOLIAÇÃO

Os dois grupos texturais restantes ocorrem paralelamente a foliação da encaixante, podendo ser classificados como soleiras. São eles: com um núcleo (SP1); e veio sintectônico (PR1), sendo compostos por 09 medidas.

A rede de Schmidt presente na figura 6.36 engloba os polos da foliação (retirado de Schmitt, 2001) e os dois grupos de veio pegmatítico dispostos paralelos à foliação. No entanto observa-se que, assim como nos veios perpendiculares, independente do grupo a que pertencem, os veios pegmatíticos paralelos apresentam o mesmo sentido de mergulho.

Os dois diagramas (Fig. 6.36 e 6.37) mostram que a principal orientação dos diques pegmatíticos paralelos à foliação é N-S, com variações para NW-SE.

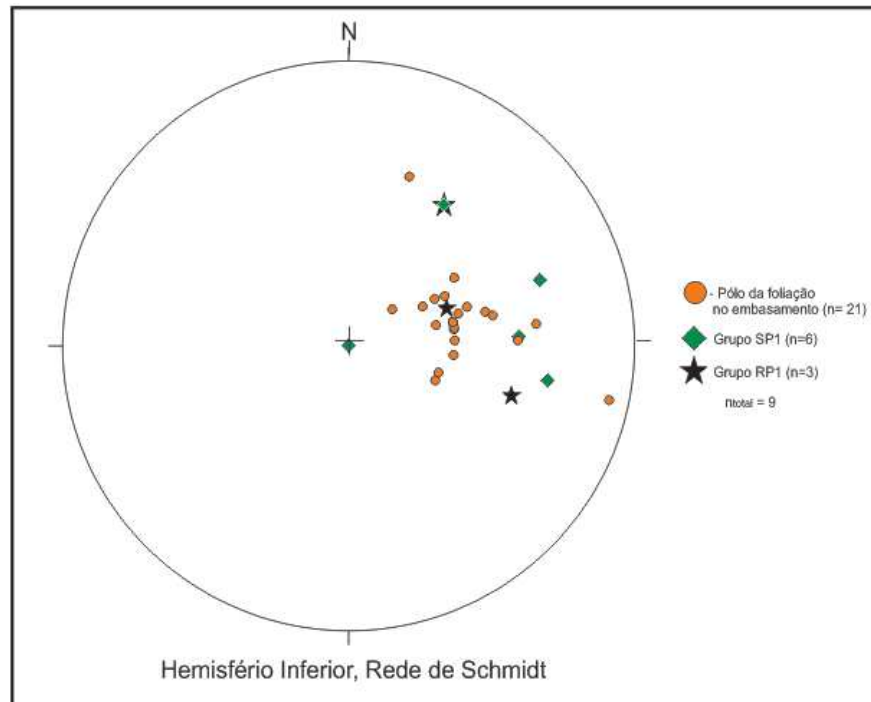


Figura 6.36 - Rede de Schmidt com as 21 medidas representativas da foliação do embasamento (Schmitt, 2001) paralelas às 09 medidas obtidas através dos grupos SP1 e PR1.

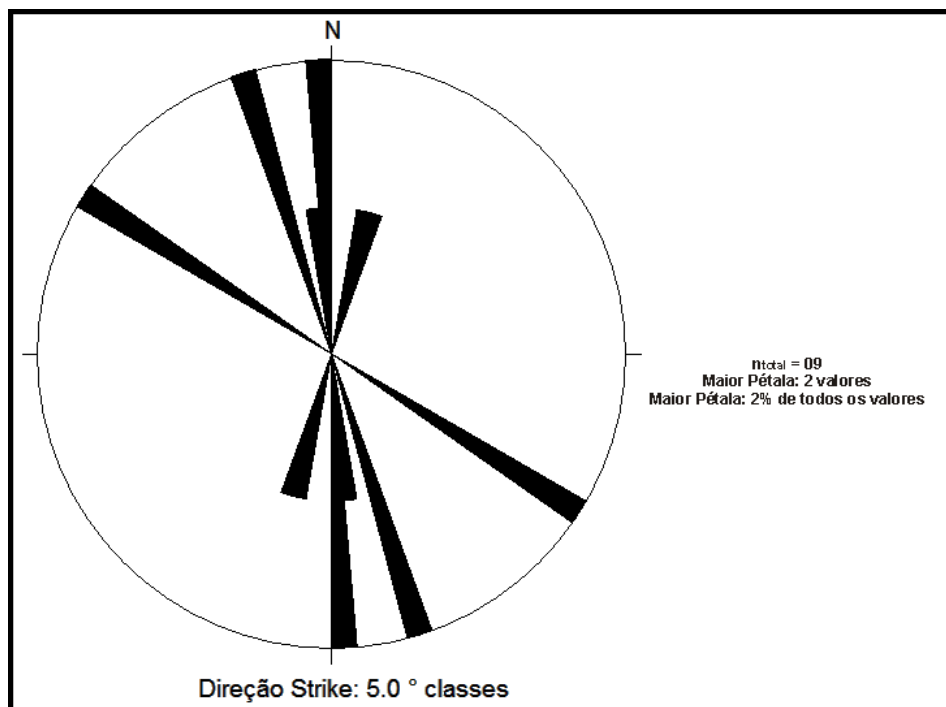


Figura 6.37 - Diagrama de Roseta das 09 medidas obtidas através dos grupos SP1 e PR1, com direção principal N-S, variando para NW-SE.

7 – MINERAIS EM GRÃOS DE PEGMATITOS, VEIOS SIN-TECTÔNICOS E DO GRANITO CAJÚ

Além dos minerais comuns observados em campo (quartzo, K-feldspato, biotita e magnetita), os pegmatitos de Ponta Negra possuem outros minerais de interesse econômico de diversas classes, sendo elas sulfatos, sulfetos, óxidos, fosfatos, silicatos, carbonatos e tungstatos.

Alguns desses minerais são observáveis a olho nú, como granada, rutilo, calcopirita e molibdenita, mas a maioria foi extraída da porção granítica de alguns dos corpos mapeados (veios pegmatíticos B7 e B8; veios sin-TECTÔNICOS B9 e C10). A mineralogia observada, através do MEV, é proveniente de veios dos grupos P1, P3 e PR1 e do granito Cajú (Fig. 6.2).

A tabela 7 e 8 indicam quais minerais estão presentes em quais concentrados de minerais pesados e suas porcentagens. Como os veios A5 e P4 não foram estudados quantitativamente, e sim apenas qualitativamente, estes foram excluídos da tabela 8. Os valores encontrados em cada um dos intervalos magnéticos encontram-se no anexo II. E a tabela 9 indica o modo de ocorrência do mineral (livre ou associado a algum outro mineral).

Tabela 7 – Minerais presentes nos veios pegmatíticos A4, A5, B7, B8, nos veios sin-TECTÔNICOS B9 e C10 e no granito Cajú.

CLASSE	MINERAL	P1			P3	PR1		CAJÚ
		A5	B7	B8	A4	B9	C10	
Sulfato	barita	-	X	X	X	X	X	X
	melanterita	-	-	-	-	-	X	-
Sulfeto	bornita	-	X	-	-	-	X	-
	calcocita	-	-	-	-	-	X	-
	calcopirita	-	-	-	X	X	X	-
	esfalerita	-	-	-	X	-	-	--
	galena	-	-	X	X	-	-	X
	molibdenita	-	-	-	X	-	-	-
	pirita	-	X	X	X	X	X	X
Óxido	bismita	-	X	-	-	X	-	-
	ferro-columbita	X	-	-	-	-	-	-
	ilmenita	-	X	X	-	-	X	X
	limonita	-	X	X	X	X	X	X
	magnésio-ferrita	-	X	X	-	-	X	X
	rutilo	X	X	X	-	-	-	X
	uraninita	-	-	X	X	-	X	-
betafita	-	X	X	-	X	X	-	
Fosfatos	apatita	-	-	X	X	X	X	-
	monazita	-	X	X	-	X	X	X
	xenotímio	X	X	X	X	X	X	X
Silicato	allanita	-	-	X	-	-	X	-
	anfíbólio	X	X	-	X	-	X	X
	coffinita	-	-	-	X	-	-	-
	diopsídio	-	X	X	-	-	X	X
	epidoto	-	X	-	-	X	-	-
	espessartita	X	-	-	-	-	-	-
	titanita	-	-	X	X	-	-	-
	torianita	-	-	-	X	-	-	-

	torita	-	X	X	X	X	-	-
	torogomita	-	X	X	-	X	X	-
	zircão	-	X	X	X	X	X	X
Silicatos Leves	k-feldspato	-	X	X	X	X	X	-
	mica	-	X	X	X	X	X	X
	plagioclásio	-	X	X	X	-	X	X
	quartzo	X	X	X	X	X	X	X
Carbonato	magnesita	-	-	-	-	-	X	-
	calcita	-	-	-	X	-	-	-
	synchisita	-	-	-	-	X	X	-
Tungstato	scheelita	-	-	-	-	-	X	-
	mineral com sc, y, nb e ta	X	-	-	-	-	-	-

Tabela 8 – Percentagem dos minerais presentes nos concentrados de minerais pesados dos veios pegmatíticos B7, B8, nos veios sin-tectônicos B9 e C10 e no granito Cajú. Tr = quantidade traço inferior a 0,1%. - = ausente.

CLASSE	MINERAL	Pegmatito		Veio Sin-tectônico		CAJÚ
		B7	B8	B9	C10	
Sulfato	barita	tr	tr	Tr	tr	Tr
	melanterita	-	-	-	tr	-
Sulfeto	bornita	tr	-	-	tr	-
	calcocita	-	-	-	0,3	-
	calcopirita	-	-	0,4	1,2	-
	galena	-	tr	-	-	Tr
	pirita	11,4	0,1	3,8	31,8	1,1
Óxido	bismita	0,5	-	1,6	-	-
	ilmenita	5,5	29	-	14,1	5,4
	limonita	17,1	4,6	73,8	32,8	7,7
	magnésio-ferrita	16,5	7,3	-	2,7	7,9
	rutilo	1	tr	-	-	1,2
	uraninita	-	tr	-	tr	-
	betafita	9,6	13,9	Tr	0,3	-
Fosfatos	apatita	-	tr	12,8	0,2	-
	monazita	1,1	2	Tr	tr	24,2
	xenotímio	tr	0,8	Tr	tr	19
Silicato	allanita	-	tr	-	tr	-
	anfíbólio	3	-	-	tr	Tr
	diopsídio	5	2,2	-	1	6,2
	epidoto	1	-	0,6	-	-
	titanita	-	1	-	-	-
	torita	tr	10,5	Tr	-	-
	torogomita	tr	0,7	Tr	tr	-
	zircão	1	13,8	0,8	2,8	3,5
Silicatos Leves	k-feldspato	0,7	0,3	Tr	0,5	-
	mica	3	2,4	1,4	2	1,6
	plagioclásio	1,3	7	-	0,5	3,8
	quartzo	22,3	4,3	4,4	9,8	18,5
Carbonato	magnesita	-	-	-	tr	-
	synchisita	-	-	0,4	tr	-
Tungstato	scheelita	-	-	-	tr	-

Tabela 9 – Modo de ocorrência dos minerais presentes nos veios pegmatíticos, sin-tectônicos e granito Cajú.

CLASSE	MINERAL	MINERAL LIVRE	INCLUSO EM
Sulfato	barita	-	Limonita
	melanterita	-	Limonita
Sulfeto	bornita	-	Calcopirita
	calcocita	-	Calcopirita
	calcopirita	-	Calcocita; bornita
	galena	X	Pirita
	molibdenita	-	Pirita
	pirita	X	Limonita
Óxido	bismita	X	-
	ilmenita	X	-
	limonita	X	Pirita; calcopirita; calcocita; barita; melanterita
	magnésio-ferrita	-	Diopsídio (matriz)
	rutilo	x	Quartzo

	uraninita	-	Zircão
	betafita	x	-
Fosfatos	apatita	x	-
	monazita	x	-
	xenotímio	x	-
	allanita	x	-
Silicato	anfibólio	x	-
	diopsídio	-	Magnésio-ferrita
	epidoto	x	-
	granada	-	Quartzo
	titanita	x	-
	torita	x	-
	torogomita	-	Torita (produto de alteração)
	zircão	x	Uraninita
Silicatos Leves	k-feldspato	x	-
	mica	X	-
	plagioclásio	X	-
	quartzo	X	-
Carbonato	magnesita	x	-
	synchisita	X	-
Tungstato	scheelita	X	-

Cristais de magnésio-ferrita, rutilo, betafita e monazita foram analisados semi-quantitativamente, em óxido e elemento, através do método MEV-EDS. Seus teores encontram-se nas tabelas 10, 11, 12 e 13.

Tabela 10 – Teores de óxidos contidos nos grãos de magnésio-ferrita presentes nos veios pegmatíticos B7 e B8, no veio sin-tectônico C10 e no granito Cajú.

	B7	B8	C10	Granito Cajú		
Fe₂O₃	56,44	73,20	49,93	41,70	50,29	41,63
MgO	12,60	17,11	19,00	24,44	10,41	27,48
MnO	3,94	3,05	5,44	2,67	4,17	6,72
Cr₂O₃	0,64	1,13	1,65	3,44	0,69	0,00
CaO	0,00	0,60	0,00	0,39	0,60	1,06
Al₂O₃	0,89	0,57	0,00	0,74	0,72	0,00
MoO₃	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO₂	0,00	1,02	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabela 11 – Teores de óxidos contidos nos grãos de rutilo presentes nos veios pegmatíticos A5 e B8, e no granito Cajú.

		TiO₂	Nb₂O₅	Ta₂O₅	Fe₂O₃	Al₂O₃	CaO	Sc₂O₃	MnO	Y₂O₃	ZrO₂
A 5	Figura 7.12 – rutilo	96,52	1,32	0,86	1,15	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Figura 7.12 - zona enriquecida em Nb	90,09	4,29	2,22	3,31	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
		92,35	3,71	1,49	2,35	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Figura 7.13 - rutilo 2	98,31	1,05	0,37	0,87	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Figura 7.13 - partes enriquecidas em Nb e Ta	92,96	2,45	2,14	2,62	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Figura 7.14 - rutilo 3	97,74	1,15	0,69	1,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Figura 7.15 – rutilo	99,83	1,04	0,55	0,78	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Figura 7.15 – rutilo	99,33	0,88	0,05	1,04	0,06	1,40	0,00	0,00	0,00	0,00
Figura 7.15 - parte enriquecida	22,05	45,91	6,96	13,67	1,96	0,00	1,71	2,44	0,67	0,00	

	em Nb, Ta, Sc e Y										
B8	103,2 5	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38
Cajú	101,3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	96,05	1,08	6,72	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabela 12 – Teores de elementos contidos nos grãos de betafita presentes no veio pegmatítico B8, nos veios sin-tectônicos B9 e C10.

ELEMENTOS	CORPOS				
	B8		B9	C10	
Ti	28,96	22,68	30,96	22,91	21,70
Nb	15,85	12,21	18,03	12,70	10,96
Ta	5,84	1,97	4,06	13,09	3,31
Ca	0,55	0,91	0,46	-	1,39
Na	-	-	0,45	-	-
Fe	10,61	0,29	8,64	-	-
Al	0,33	-	0,29	0,84	-
P	0,64	-	0,52	-	-
Y	0,28	8,79	-	10,34	9,18
Th	3,28	4,13	2,73	4,46	2,89
U	1,42	18,20	1,63	7,64	17,88
Dy	-	2,41	-	-	2,82
Er	-	1,70	-	-	2,07
Yb	-	2,38	-	-	1,70
O	31,37	24,34	32,24	27,95	26,10
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tabela 13 – Teores de elementos contidos nos grãos de monazita presentes nos veios pegmatíticos B7 e B8, nos veios sin-tectônicos B9 e C10 e no granito Cajú.

	B7	B8	B9	C10	CAJÚ				
O	24,71	23,57	21,87	26,15	26,27	24,74	24,57	24,99	22,26
P	13,69	14,20	14,68	8,56	15,71	14,78	14,19	14,66	14,12
La	10,06	8,12	18,55	11,02	10,32	11,59	9,63	12,01	0,00
Ce	24,55	23,89	31,65	19,34	23,02	26,37	24,22	25,63	29,06
Nd	11,76	17,97	8,23	9,41	11,90	14,14	10,02	12,39	21,56
Th	5,51	6,79	0,00	14,02	0,00	6,20	10,53	7,75	7,11
Ca	0,84	0,72	0,00	5,83	1,41	1,57	1,25	1,39	0,00
Pr	2,45	4,10	3,17	0,00	0,00	0,00	2,23	0,00	0,00
Si	0,68	0,65	0,00	1,64	0,00	0,00	0,28	0,16	0,00
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sm	2,63	0,00	1,86	0,00	0,00	0,00	2,20	0,00	0,00
Y	3,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	3,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,35	0,37	0,60	0,00	0,00	0,59
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	6,32	0,00	0,00	0,00	0,00
U	0,00	0,00	0,00	0,00	3,45	0,00	0,00	0,00	5,29
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	1,22	0,00	0,87	1,02	0,00

As figuras 7.1 a 7.49 reúnem imagens obtidas no MEV de alguns dos minerais em grãos identificados.

Veio Pegmatítico A4



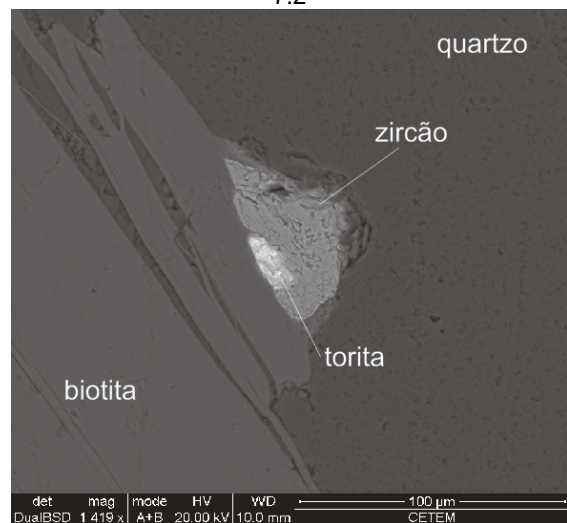
7.1



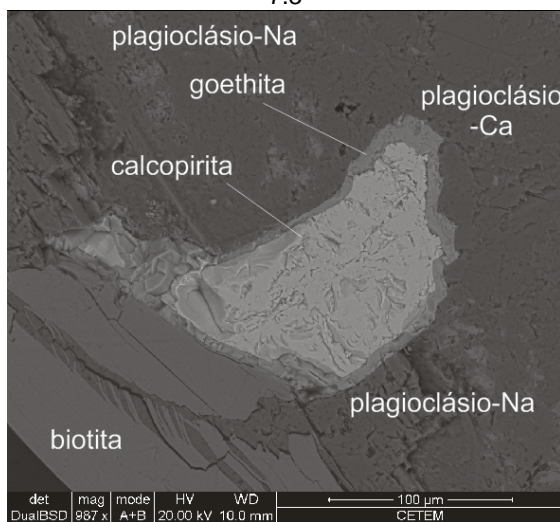
7.2



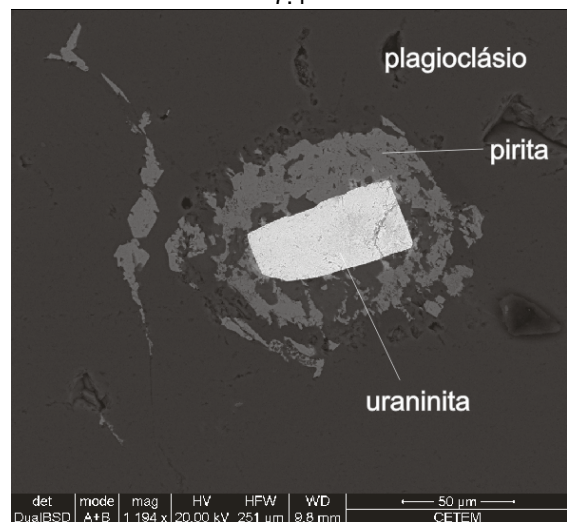
7.3



7.4



7.5



7.6

Figura 7.1 – Anfibólio com Ce com inclusão de torianita e apatita relacionados a K-feldspato, plagioclásio e quartzo;

Figura 7.2 – Pirita e zircão hafinífero em plagioclásio e quartzo;

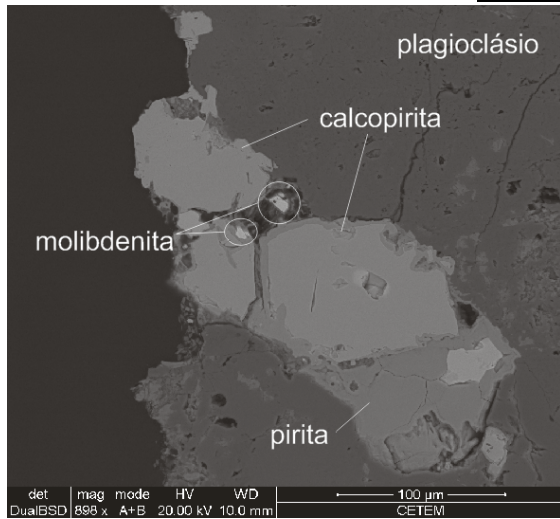
Figura 7.3 – Zircão com inclusões de galena e uraninita associado a calcita e quartzo;

Figura 7.4 – Zircão com inclusão de torita associado a biotita e quartzo;

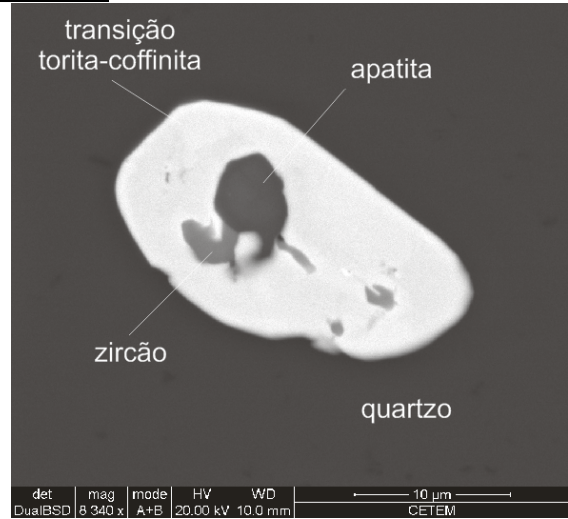
Figura 7.5 – Calcopirita com capa de goethita associada a biotita e plagioclásio.

Figura 7.6 – Uraninita e exsolução de pirita associados a plagioclásio.

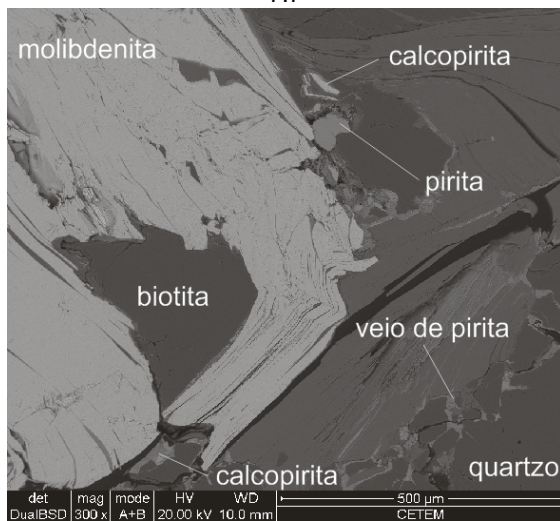
Veio Pegmatítico A4



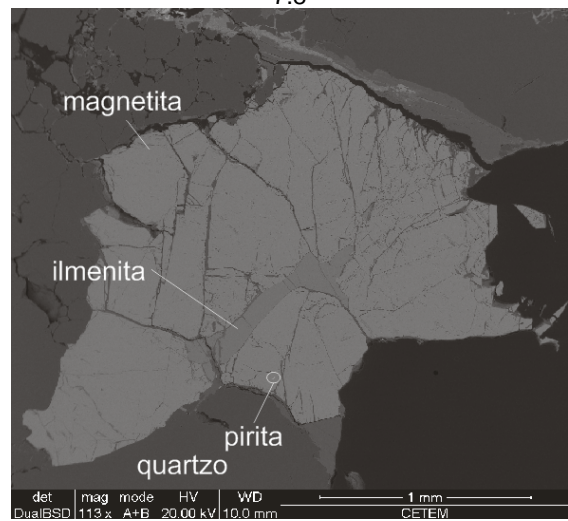
7.7



7.8



7.9



7.10



7.11

Figura 7.7 – Inclusões de molibdenita em calcopirita com capa de pirita associada a plagioclásio;

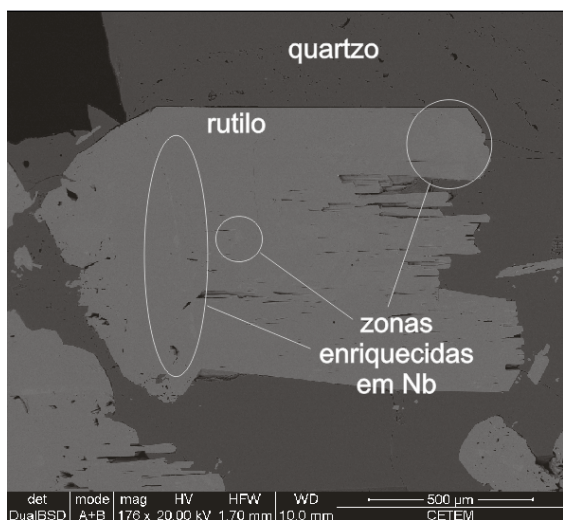
Figura 7.8 – Inclusão de zircão e apatita em torita-coffinita associada a quartzo;

Figura 7.9 – Calcopirita e pirita associadas a molibdenita;

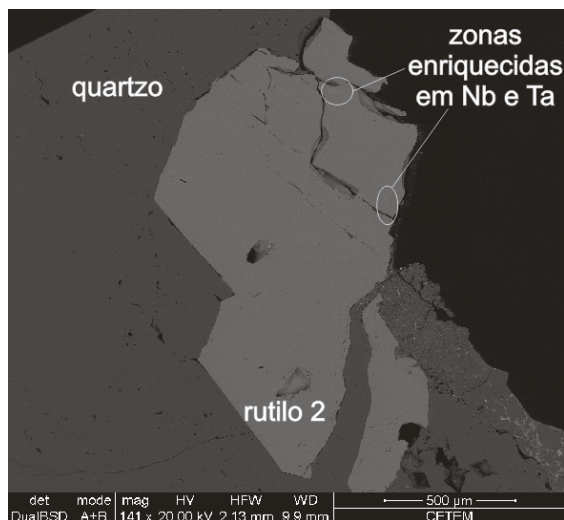
Figura 7.10 – Inclusão de ilmenita e pirita em magnetita;

Figura 7.11 – Cristal de molibdenita associado com plagioclásio, biotita, quartzo e pirita.

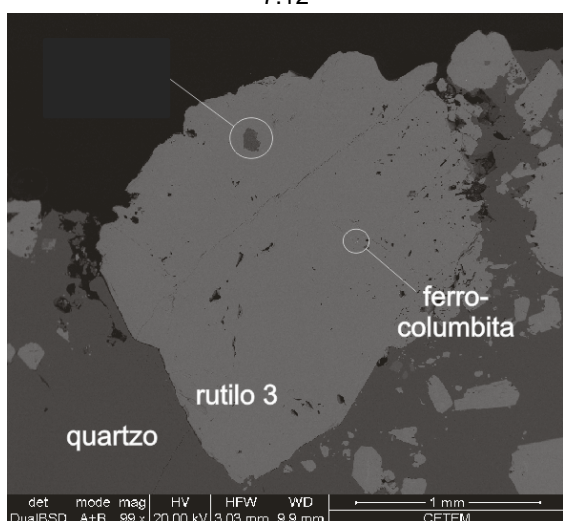
Veio Pegmatítico A5



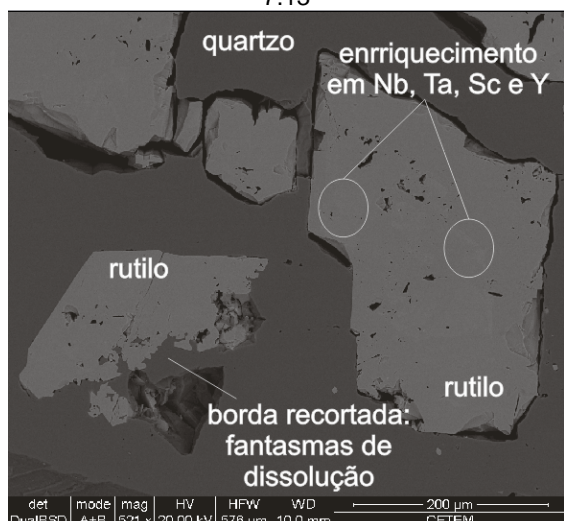
7.12



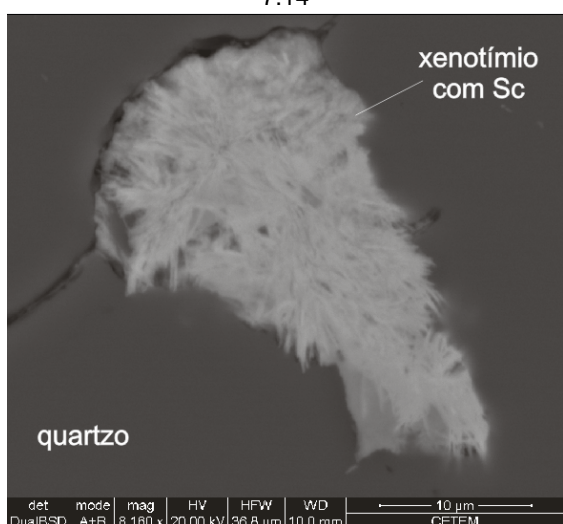
7.13



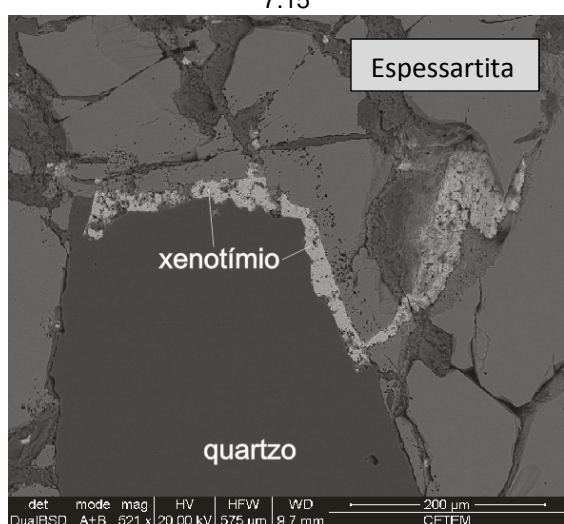
7.14



7.15



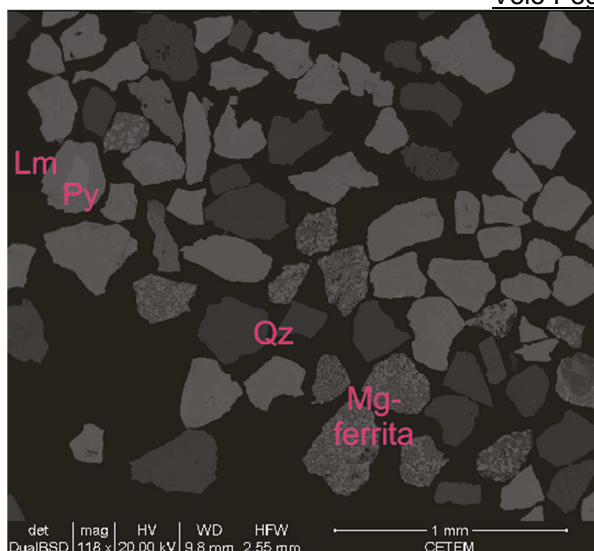
7.16



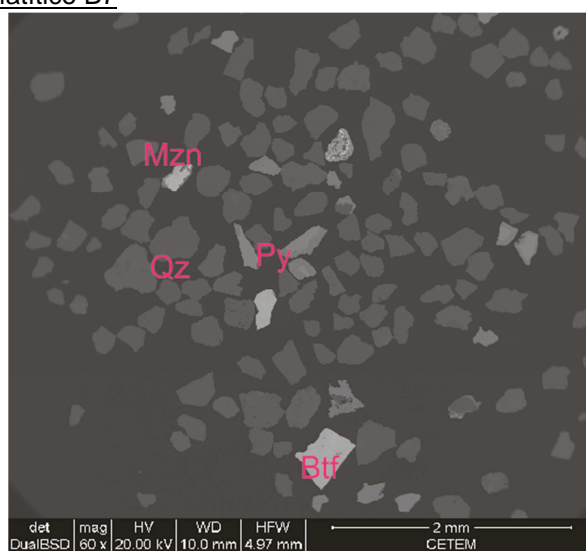
7.17

- Figura 7.12** – Rutilo com zonas enriquecidas em Nb incluído em quartzo;
Figura 7.13 – Rutilo com zonas enriquecidas em Nb e Ta incluído em quartzo;
Figura 7.14 – Rutilo com inclusão de ferro-columbita incluído em quartzo;
Figura 7.15 – Rutilo com zonas enriquecidas em Nb, Ta, Sc e Y incluído em quartzo;
Figura 7.16 – Xenotímio com Sc incluído em quartzo;
Figura 7.17 – Xenotímio na borda de contato entre espessartita e quartzo.

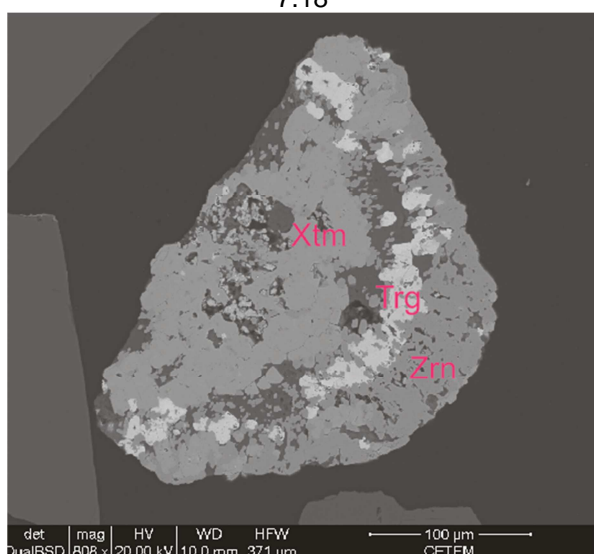
Veio Pegmatítico B7



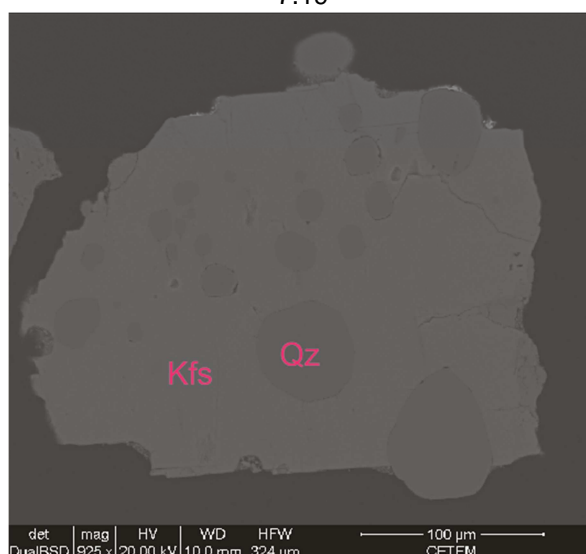
7.18



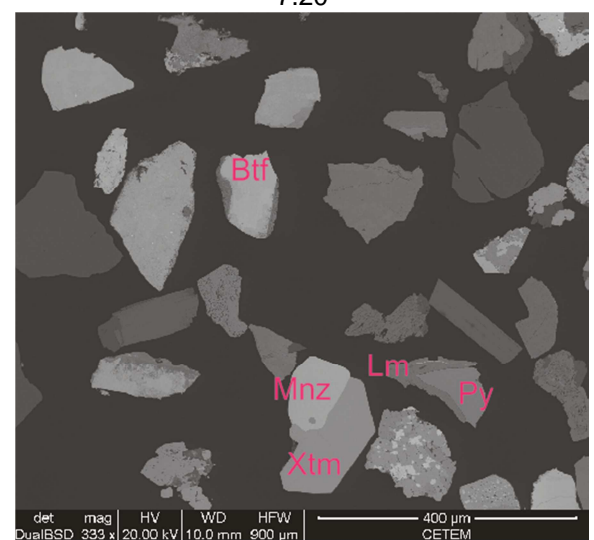
7.19



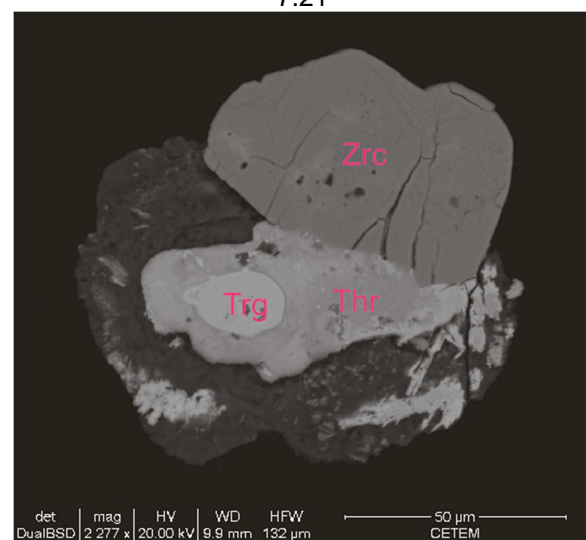
7.20



7.21



7.22



7.23

Figura 7.18 – Pirita com capa de limonita, magnésio-ferrita e quartzo. +80#. 0,5A; **Figura 7.19** – Betafita, monazita, pirita e quartzo. +80#. 0,8A; **Figura 7.20** – Zonação de xenotímio, torogomita e zircão. +80#. 0,8A; **Figura 7.21** – Inclusões de quartzo em K-feldspato. +80#. 0,8A; **Figura 7.22** – Betafita, inclusão e monazita em xenotímio e pirita com capa de limonita, -80+150#. 0,8A; **Figura 7.23** – Torogomita inclusa em torita inclusas em zircão. +80#. Diamagnético.

Veio Pegmatítico B8

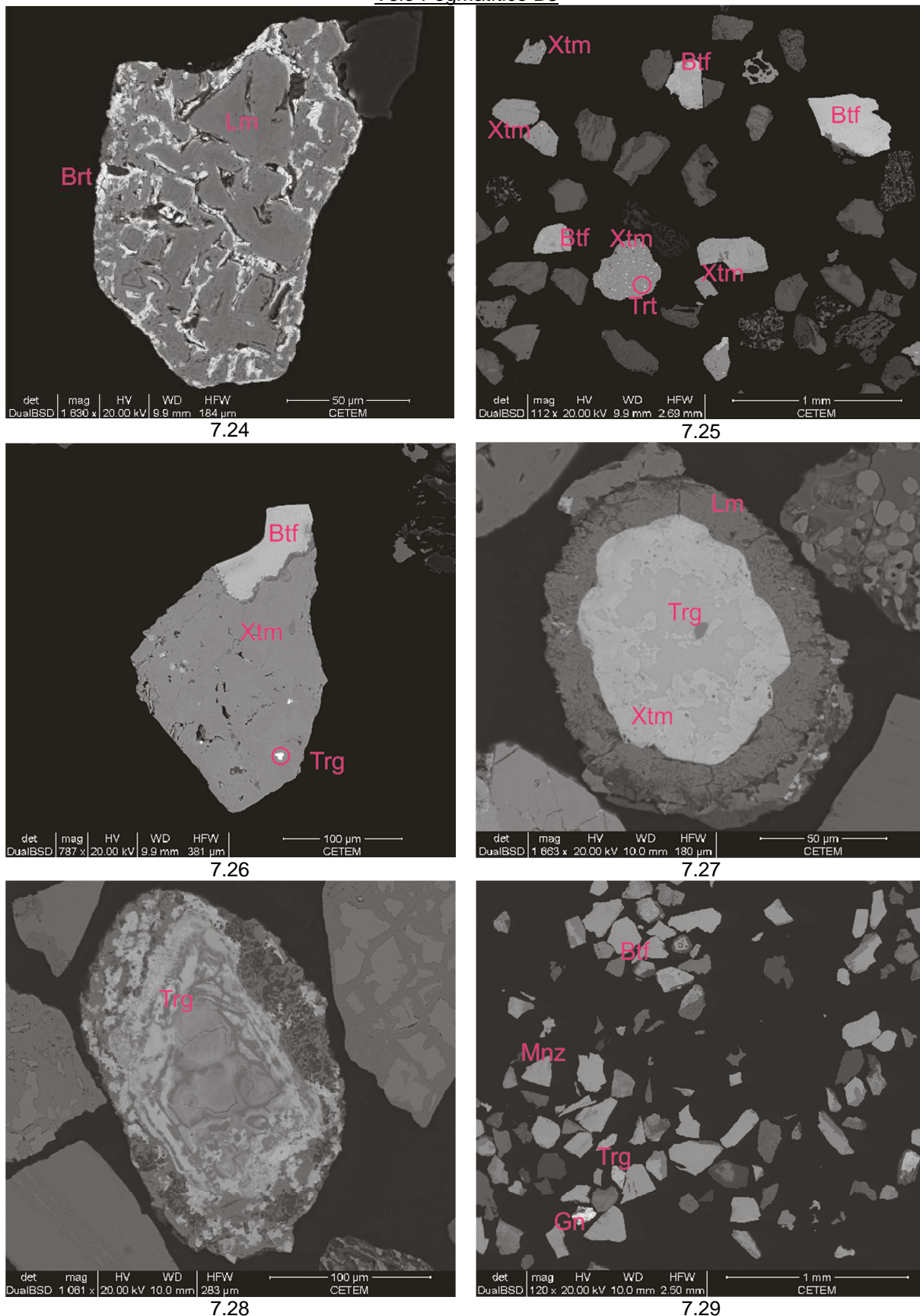


Figura 7.24 – Barita em limonita. +80#. 0,3A; **Figura 7.25** – Betafita, xenotímio e toritita. +80#. 0,5A; **Figura 7.26** – Inclusão de betafita e torogomita em xenotímio. +80#. 0,5A; **Figura 7.27** – Zonação cm torogomita no núcleo, xenotímio e capa de limonita. -80+150#. 0,5A; **Figura 7.28** – Torogomita, -80+150#. 0,5A; **Figura 7.29** – Betafita, monazita, torogomita e galena. -80+150#. 0,8A.

Veio Pegmatítico B8

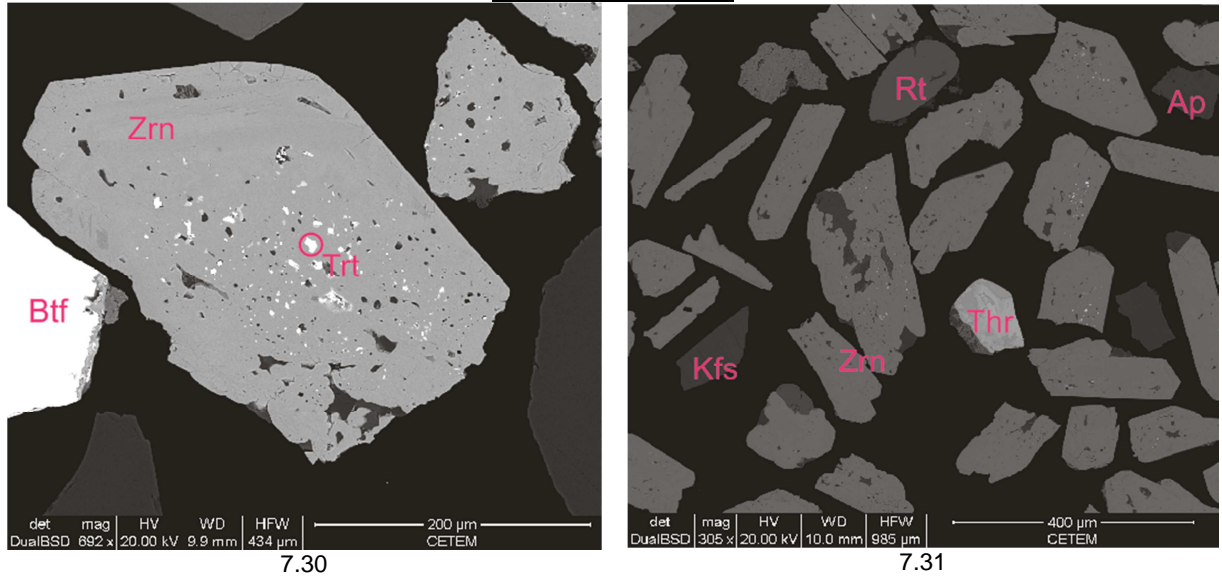


Figura 7.30 – Inclusões de torita em zircão, e betafita. +80#. Diamagnético;
Figura 7.31 – Torita, rutilo, apatita, zircão e K-feldspato, -80+150#. Diamagnético

Veio Sin-tectônico B9

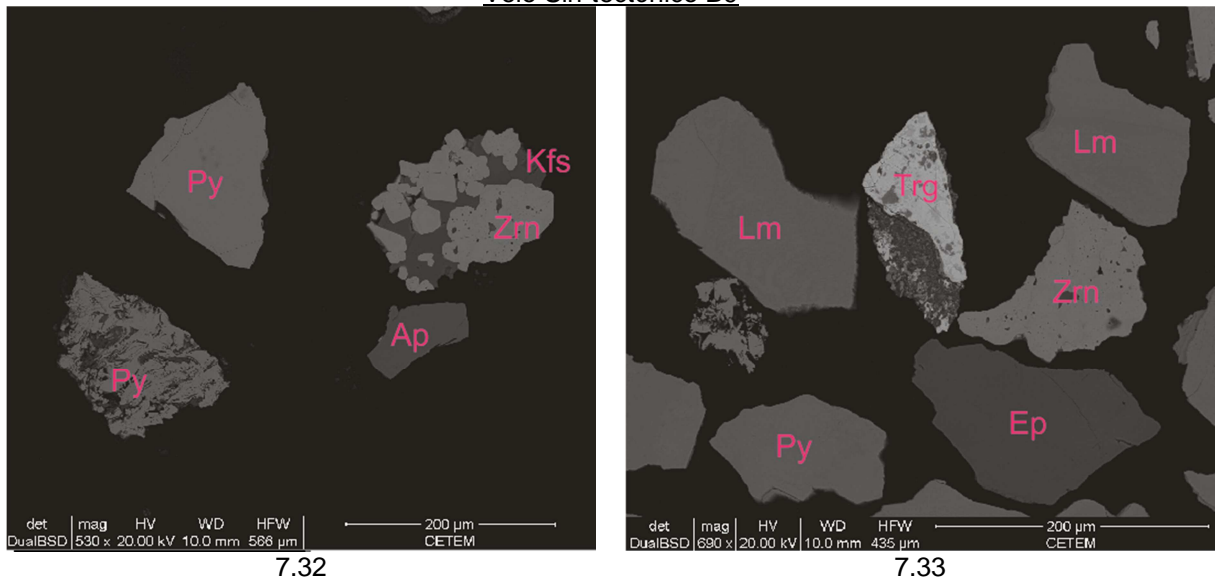
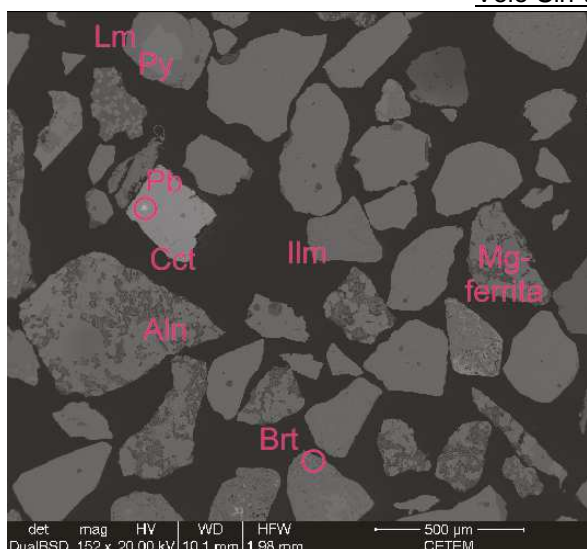
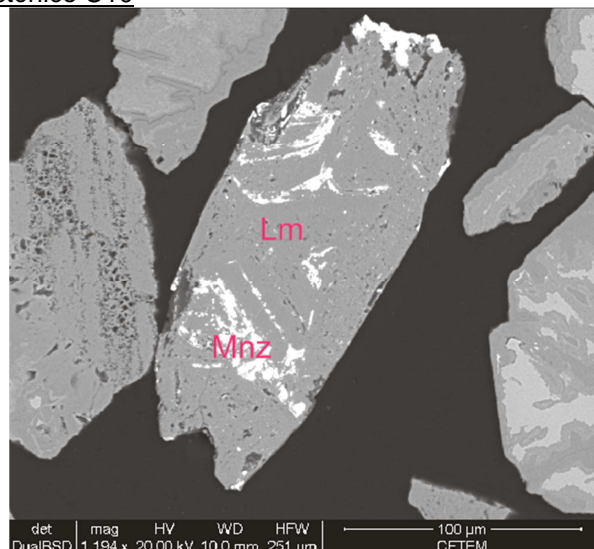


Figura 7.32 – K-feldspato com inclusão de zircão, pirita e apatita.-80+150#. Diamagnético;
Figura 7.33 – Limonita, pirita, torogomita, zircão e epidoto. -80+150#. Diamagnético

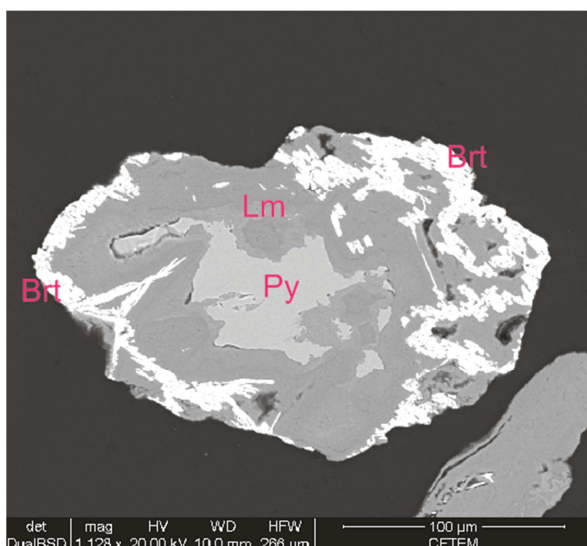
Veio Sin-tectônico C10



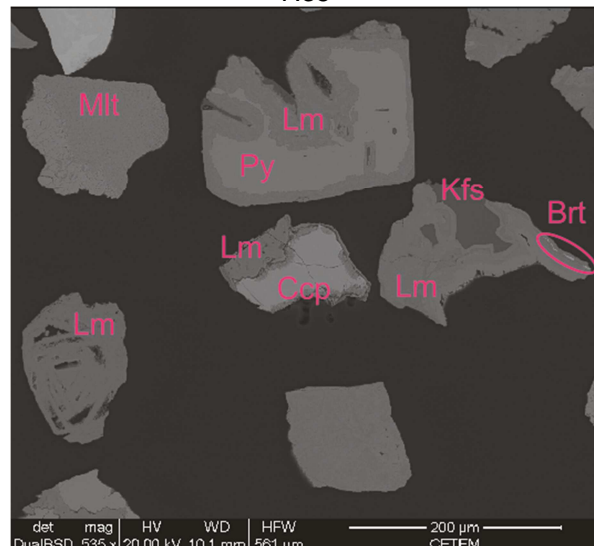
7.34



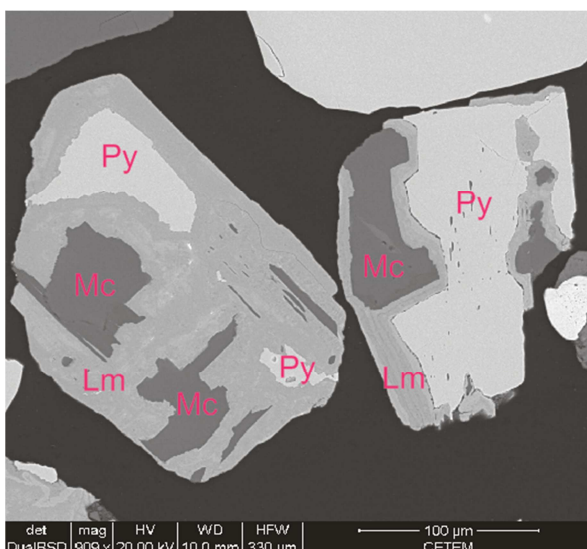
7.35



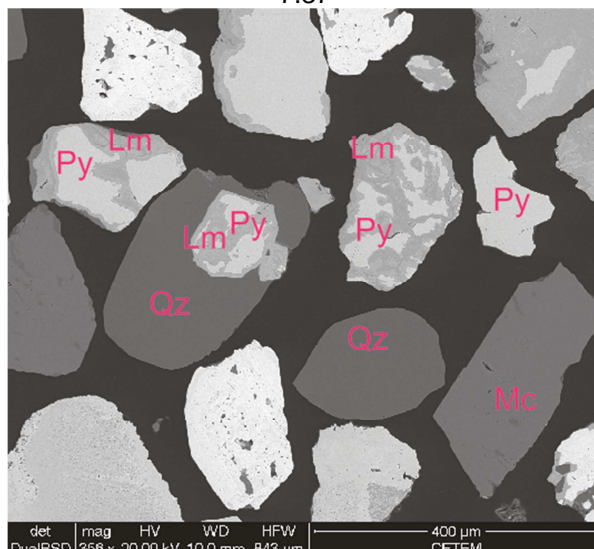
7.36



7.37



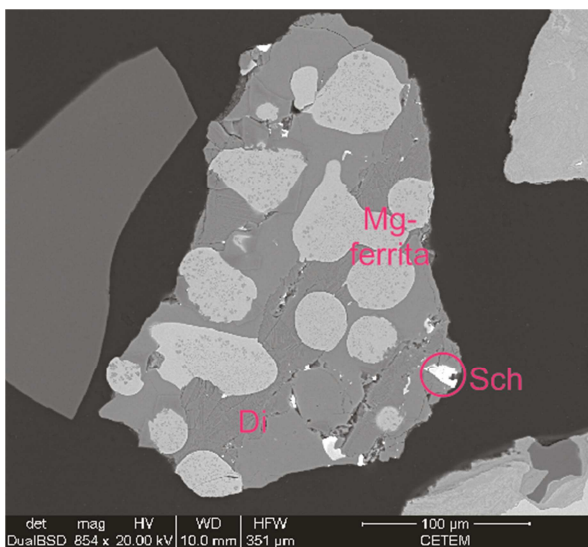
7.38



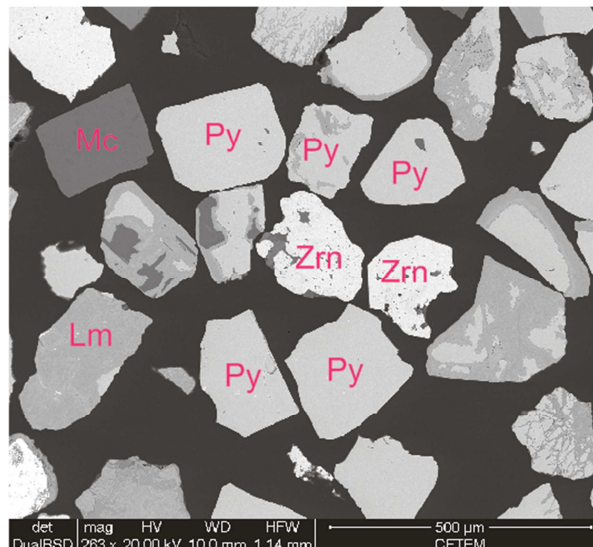
7.39

Figura 7.34 – Barita, alanita, magnésio-ferrita, ilmenita, pirita com capa de limonita e inclusão de chumbo em calcopirita.+80#. 0,3A ; **Figura 7.35** – Limonita com monazita. -80+150#. 0,5A; **Figura 7.36** – Pirita com caa de limonita revestida por barita. -80+150#. 0,5A; **Figura 7.37** – Melanterita, pirita e calcopirita com capa de limonita, e limonita associada a barita e K-feldspato. -80+150#. 0,8A; **Figura 7.38** – Mica e pirita com capa de limonita.+80#. Diamagnético; **Figura 7.39** – Pirita com capa de limonita, mica e quartzo.+80#. Diamagnético.

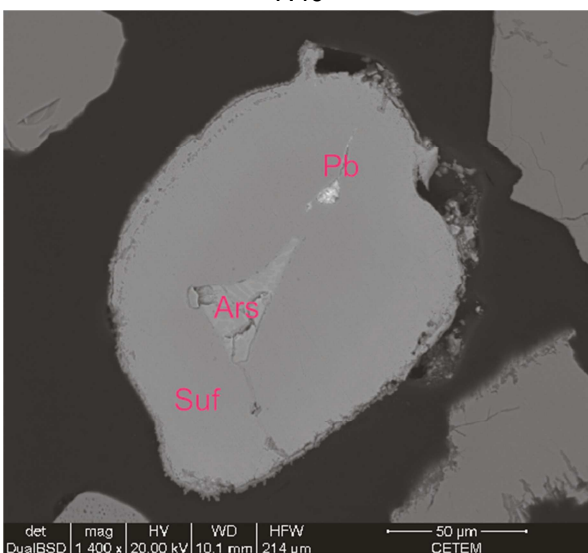
Veio Sin-tectônico C10



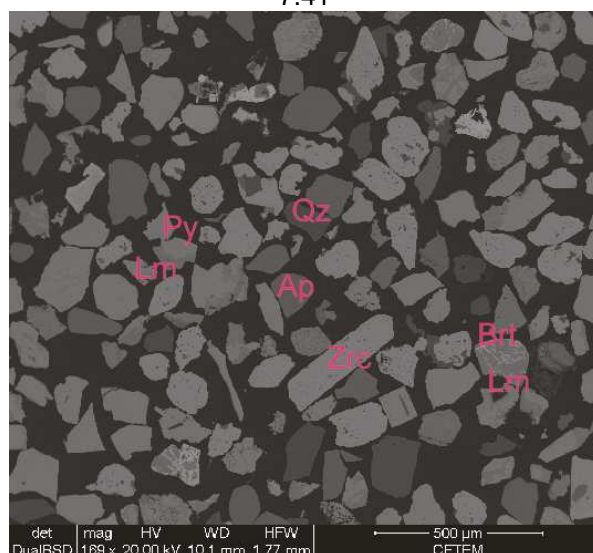
7.40



7.41



7.42



7.43

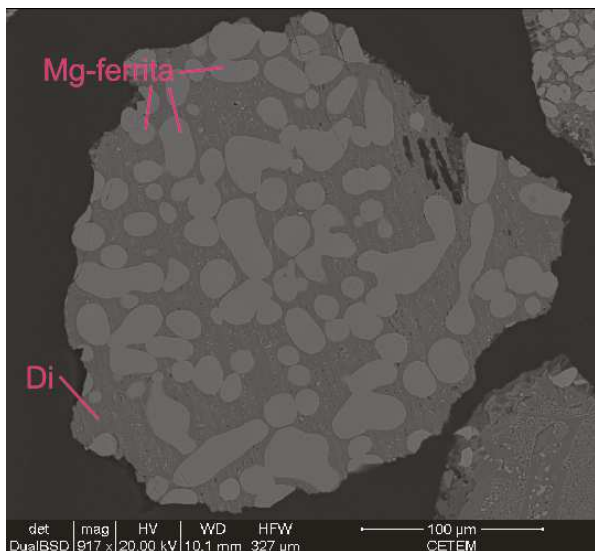
Figura 7.40 – Magnésio-ferrita em matriz de diopsídio com inclusão de scheelita.+80#. Diamagnético.

Figura 7.41 – Pirita, mica, limonita e zircão. +80#. Diamagnético.

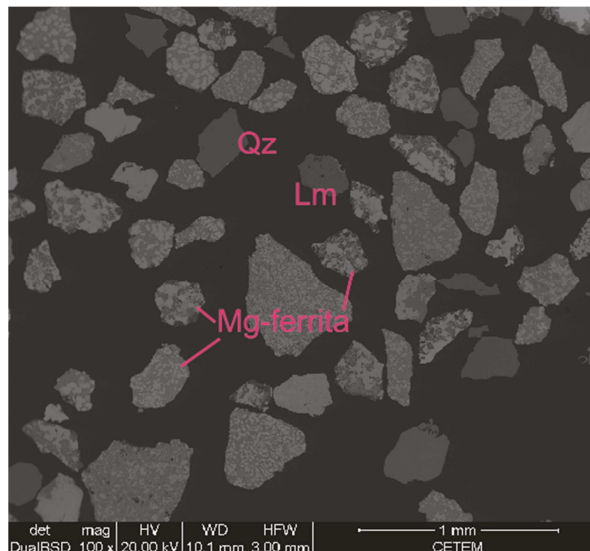
Figura 7.42 – Sulfeto com inclusão de chumbo e arsenopirita. -80+150#. Diamagnético.

Figura 7.43 – Pirita, limonita, quartzo, barita e zircão. -80+150#. Diamagnético.

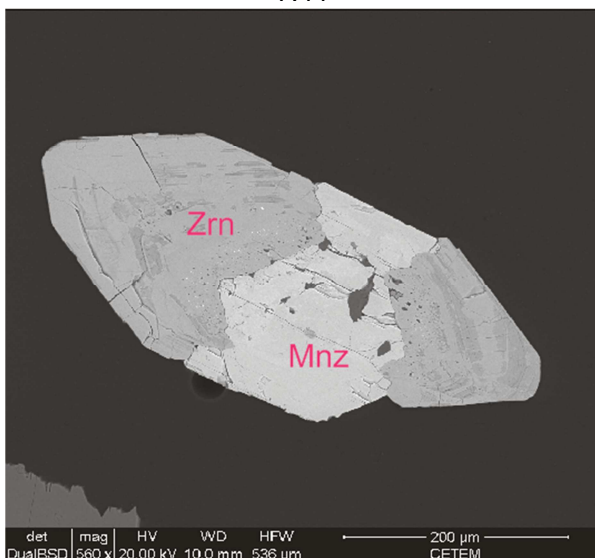
Granito Cajú



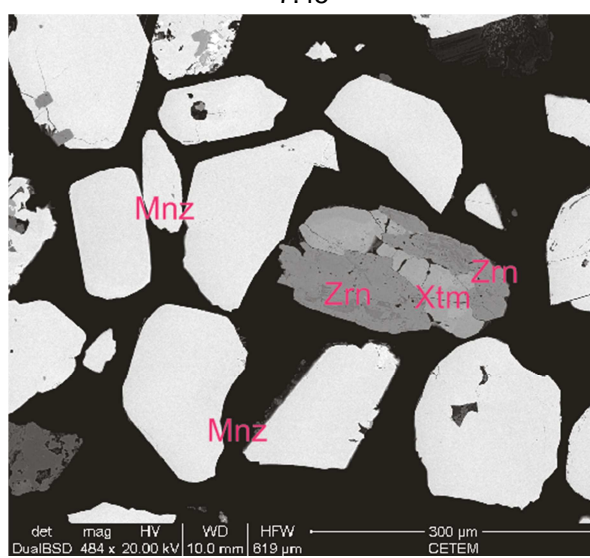
7.44



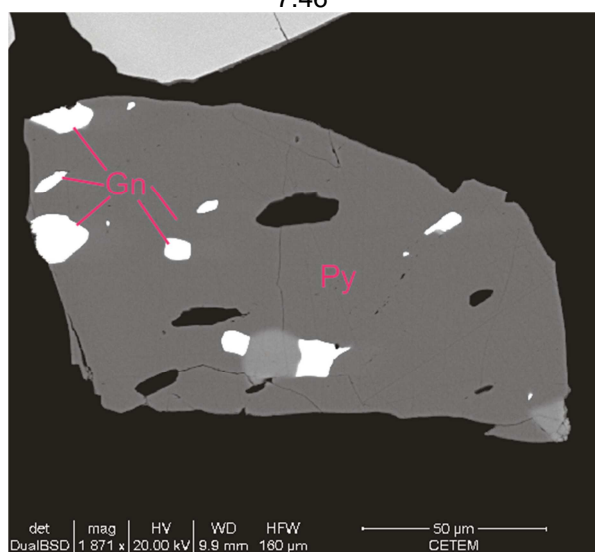
7.45



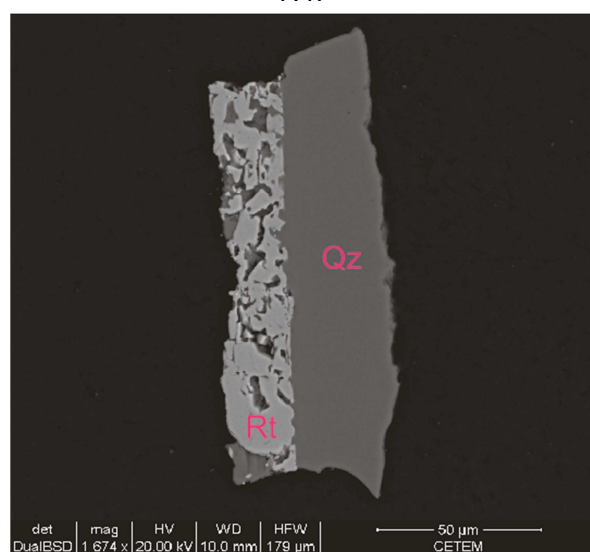
7.46



7.47



7.48



7.49

Figura 7.44 – Magnésio-ferrita em matriz de diopsídio. +80#. 0,3A. **Figura 7.45** – Magnésio-ferrita, limonita e quartzo. +80#. 0,3A. **Figura 7.46** – Intercrescimento de zircão e monazita. +80#. 0,8A. **Figura 7.47** – Monazita e intercrescimento de xenotímio e zircão. -80+150#. 0,8A. **Figura 7.48** – Pirita com inclusão de galena. -80+150#. Diamagnético. **Figura 7.49** – Rutilo associado a quartzo. -80+150#. 1,0A.

8 – GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL E DE K-FELDSPATO

8.1 - Litogeoquímica aplicada à rocha total

8.1.1 - ELEMENTOS MAIORES

A litogeoquímica de rocha total foi realizada em duas amostras de corpos pegmatíticos discordantes (B7 e B8), duas de veios sin-tectônicos (B9 e C10) e uma do granito Cajú (Tab. 2; Figs. 6.2 e 6.3; Tab. 14).

Tabela 14 – Porcentagem em peso de óxido para elementos maiores.

	Pegmatito B7	Pegmatito B8	Veio Sin-tectônico B9	Veio Sin-tectônico C10	Granito Cajú
SiO ₂	75,8	72,0	74,9	74,9	73,1
Al ₂ O ₃	14,0	15,8	14,8	14,1	14,7
Fe ₂ O ₃	0,5	0,5	0,4	0,8	1,2
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	0,1	0,0	0,1	0,2	0,3
CaO	1,2	1,3	1,3	1,7	0,6
Na ₂ O	3,6	3,6	3,0	3,2	3,4
K ₂ O	4,6	6,1	5,5	4,4	5,8
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2
P ₂ O ₅	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
L.O.I.	0,5	0,4	0,3	0,3	0,6
Total	100,2	99,8	100,3	99,7	99,9
Al ₂ O ₃ /(CaO + Na ₂ O + K ₂ O)	1,500	1,432	1,494	1,511	1,501
CaO/Na ₂ O	0,329	0,350	0,430	0,528	0,187

8.1.2 - ELEMENTOS-TRAÇO (V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb e Ba)

Os 12 elementos analisados (Tab. 15) podem ser reunidos em 03 grupos: (i) HFS (*High Field Strength*, i.e. Y, Zr e Nb) de alta carga (potencial iônico > 2), (ii) LFS (*Low Field Strength*) ou LILE (*Large Ion Lithophile Elements*, i.e. Rb, Ba e Sr) de pequena carga (potencial iônico < 2) e de grande raio e (iii) metais de transição (i.e. V, Cr, Co, Ni e Zn). Ga é o púnico elemento que não se encaixa em nenhum grupo.

Tabela 15 – Quantidade (ppm) de elementos traço.

	Pegmatito B7	Pegmatito B8	Veio Sin-tectônico B9	Veio Sin-tectônico C10	Granito Cajú
Y	24	26	23	22	29
Zr	101	136	115	114	119
Nb	26	25	22	21	28
V	6	6	11	16	20
Cr	78	36	46	59	40
Co	-1	-1	-2	1	3
Ni	39	38	37	39	38
Zn	41	41	39	40	60
Ga	28	29	26	26	30

Ba	1006	790	2064	1662	904
Rb	156	196	138	110	244
Sr	301	253	545	561	229
Rb/Sr	0,518	0,775	0,253	0,196	1,066
Rb/Ba	0,155	0,248	0,067	0,066	0,27

8.2 – Litogeoquímica aplicada a K-feldspato

A metodologia de litogeoquímica de rocha total foi realizada em 12 cristais de K-feldspato pertencentes a quatro famílias de pegmatitos. Destas, três são perpendiculares à foliação das encaixantes (i) com vários núcleos (A5, PT09, B2, B4, B7, B8, C1 e C8), (ii) com borda fina e centro nucleado (A6) e (iii) homogêneo com granulação grossa (B11) e uma é subparalela à foliação (iv) com núcleos (A7, A13 e A20).

8.2.1 - ELEMENTOS MAIORES

Tabela 16 – Porcentagem em peso de óxido de elementos maiores nos cristais de K-feldspato analisados.

	P1							P2	P5	SP1		
	A5	PT-09	B4	B7	B8	C1	C8	A6	B11	A7	A13	A20
SiO₂	65,4	66,2	65,3	66,2	66,1	65,0	66,8	65,3	66,1	65,1	65,3	65,0
Al₂O₃	18,9	18,8	19,1	18,7	18,7	18,8	18,3	18,5	18,3	18,6	19,0	19,0
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0,1	0,1	0	0,1	0	0,1	0
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0	0,1	0
CaO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1
Na₂O	2,9	2,4	1,7	2,0	2,8	1,9	2,5	2,0	2,7	2,0	2,2	2,1
K₂O	12,3	13,0	13,7	13,4	12,4	13,7	12,4	13,3	12,1	13,4	13,3	13,2
TiO₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P₂O₅	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb/K	0,07	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
L.O.I.	0	0,1	0,1	0,2	0,2	0,7	0	0,5	0,3	0,6	0,3	0,2
Total	99,6	100,6	100,0	100,6	100,3	100,3	100,2	99,7	99,9	99,8	100,4	99,6

8.2.2 - ELEMENTOS-TRAÇO (V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb e Ba)

Tabela 17 – Quantidade (ppm) de elementos menores nos cristais de K-feldspato analisados.

	P1							P2	P5	SP1		
	A5	PT-09	B4	B7	B8	C1	C8	A6	B11	A7	A13	A20
Y	52	29	24	29	29	32	29	26	27	26	32	24
Zr	89	31	72	34	45	33	41	43	432	67	31	71
Nb	16	17	12	15	16	14	15	14	17	14	42	13
V	1	1	18	1	1	0	1	1	3	2	1	17
Cr	17	15	24	14	-12	7	-4	6	11	5	12	20
Co	-4	-4	-4	-4	-4	-3	-3	-4	-3	-4	-3	-4
Ni	40	37	34	36	38	36	37	37	51	36	37	35
Zn	33	29	28	29	29	36	36	29	30	31	32	29
Ga	34	26	21	28	26	30	26	25	23	24	27	22
Ba	510	493	4668	593	483	438	530	595	1063	938	459	4462
Rb	1093	363	231	376	393	485	370	291	281	289	364	220
Sr	72	123	719	155	98	46	83	235	228	341	102	668
Sr/Ba	0,14	0,25	0,15	0,26	0,20	0,11	0,16	0,39	0,21	0,36	0,22	0,15

9 – ISÓTOPOS ESTÁVEIS - RESULTADOS

9.1 - Isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e cálculos geotermométricos

O cálculo do fracionamento isotópico é dado pelas seguintes fórmulas:

- $1000\ln\alpha (\text{min}_1-\text{min}_2) = \Delta\text{min}_1-\text{min}_2 = \delta^{18}\text{O}_{\text{min}_1} - \delta^{18}\text{O}_{\text{min}_2}$, caso $\delta^{18}\text{O}_{\text{min}} < 10\text{‰}$;
- $1000\ln\alpha (\text{min}_1-\text{min}_2) = [(1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{min}_1}) / (1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{min}_2})]$, caso $\delta^{18}\text{O}_{\text{min}} > 10\text{‰}$.

Nas fórmulas acima, min_1 e min_2 foram substituídos, neste trabalho, por quartzo, K-feldspato, biotita e magnetita em combinação formando 6 pares mineralógicos diferentes. O cálculo do fracionamento isotópico entre pares mineralógicos pode determinar a sua temperatura de formação, caso os minerais utilizados estejam em paragênese e que seu equilíbrio termodinâmico não tenha sido modificado por processos posteriores de metamorfismo, hidrotermalismo ou intemperismo.

Na tabela 18 se encontram os valores isotópicos de oxigênio para cada mineral analisado, o valor do fracionamento isotópico entre os pares mineralógicos utilizados nos cálculos geotermométricos e suas respectivas temperaturas de cristalização.

Tabela 18 – Resultados das análises isotópicas de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em quartzo, K-feldspato, biotita e magnetita presentes em veios pegmatíticos e em rocha (anfíbolito e porção granítica de pegmatito), além do fracionamento isotópico entre pares mineralógicos utilizados para cálculos geotermométricos e suas respectivas temperaturas de cristalização. Os valores duplicados de temperatura correspondem a dois valores possíveis na equação quadrática utilizada no cálculo do fracionamento isotópico magnetita-fluido. Os resultados em vermelho correspondem a valores de temperatura irrealis ou fora do *range* experimental para determinado mineral. Legenda: qtz= quartzo, KF= K-feldspato, bt= biotita, mg= magnetita, $1000\ln\alpha$ = fracionamento isotópico para pares mineralógicos, (-)= não determinado. Os fracionamentos isotópicos utilizados são os mesmos que os da tabela 4.

GRUPO	VEIO	$\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{KF}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{bt}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{mg}}$ (‰)	$1000\ln\alpha$	T (°C)
P1	A5	9,1	6,3	-	-	2,8	ERRO
		8,8	7,3	-	-	1,5	3.991
	B2	8,8	-	4,5	-	4,3	602
		-	7,3	4,5	-	2,8	627
	B4	7,9	7,2	-	-	0,7	474
	B7	8,8	6,9	-	-	1,9	ERRO
	B8	8,8	6,8	-	-	2,2	ERRO
	PT09	8,0	8,1	-	-	-0,1	237
	C1	9,0	8,2	-	-	0,8	515
C8	9,0	7,6	-	-	1,4	1.963	
P2	A6	9,0	7,5	-	-	1,5	ERRO
		9,0	-	-	0	9,0	562
		-	7,5	-	0	7,6	598 / 239
	C14	7,1	-	4,2	-	2,9	759
		7,3	-	4,2	-	3,1	727
P4	A10	8,5	6,9	-	-	1,6	ERRO
		8,5	-	-	0,1	8,4	592
		-	6,9	-	0,1	6,8	643 / 231
P5	B11	9,6	7,4	-	-	2,2	ERRO
SP1	A7	8,4	6,9	-	-	1,5	ERRO
	A13	8,3	7,2	-	-	1,1	747

ROCHA	$\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{KF}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{bt}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{mg}}$	1000ln α	T (°C)
B8G	9,2	7,4	-	-	1,8	ERRO
	9,2	-	4,3	-	4,9	546
	9,2	-	-	0,3	8,9	564
	-	7,4	4,3	-	3,1	586
	-	7,4	-	0,3	7,1	621 / 234
	-	-	4,3	0,3	4,0	650 / 324
B8-ANF	11,4	-	5,0	-	6,4	459
	11,4	-	-	1,3	10,1	521

Dentre os 29 pares testados em cálculos geotermométricos, 10 pares estão em desequilíbrio isotópico, o qual é demonstrado matematicamente por: (a) não ser possível calcular a temperatura de equilíbrio; (b) apresentar temperaturas irreais de cristalização de pegmatito; (c) algumas temperaturas encontradas não pertencerem ao *range* de temperaturas de equilíbrio demonstradas experimentalmente para estes pares mineralógicos (Tabela 4).

Os 19 pares mineralógicos restantes encontram-se em equilíbrio isotópico, indicando temperatura de cristalização dos veios pegmatíticos de Ponta Negra entre 474°C e 759°C.

9.2 - Isótopos de hidrogênio (δD)

As composições isotópicas de hidrogênio foram medidas em quartzo, K-feldspato e biotita. Os valores referentes ao quartzo foram obtidos a partir de inclusões fluidas aquosas presentes no interior destes cristais (ver item 10.4). Já para o K-feldspato e para a biotita, esta técnica foi aplicada para determinar o grau de alteração dos mesmos a partir da comparação entre a quantidade de água obtida nas análises e a quantidade de água teórica existente nestes minerais quando não alterados (*cf. Deer et al., 1966*).

Os resultados da composição isotópica e a quantidade de água em cada um dos cristais analisados encontram-se na tabela 19.

Tabela 19 – Resultados das análises isotópicas de hidrogênio (δD) obtidas em inclusões fluidas de cristais de quartzo, em K-feldspato e biotita presentes em veios pegmatíticos e em rocha (anfibolito biotitizado), além da quantidade de água (H_2O) obtida para cada um destes minerais. Análises com dois resultados correspondem a duplicatas. Legenda: IF(qtz)= inclusões fluidas em quartzo, qtz= quartzo, KF= K-feldspato, bt= biotita e (-)= não determinado.

Grupo	Veio	$\delta\text{D}_{\text{IF(qtz)}}$ (‰)	qtz ($\text{H}_2\text{O}\%$)	$\delta\text{D}_{\text{KF}}$ (‰)	KF ($\text{H}_2\text{O}\%$)	$\delta\text{D}_{\text{bt}}$ (‰)	bt ($\text{H}_2\text{O}\%$)
P1	A5	-55,8	0,02	-59,4	0,17	-	-
	B2	-20,6	0,04	-36,0	0,48	-61,5	3,41
	B4	-25,7	0,05	-76,5	0,11	-	-
	B7	-25,1	0,06	-	-	-	-
	B8	-39,7	0,03	-	0,08	-	-
	PT-09	-13,6	0,17 / 0,12	-72,9	0,12	-	-
	C1	-26,3	0,08	-72,9	0,16	-	-
	C8	-47,1	0,02	-76,0	0,16	-	-
P2	A6	-33,7	0,11 / 0,08	-77,6	0,18	-	-
	C14	-27,4	0,10	-	-	-58,2	3,36
P5	B11	-36,7	0,08	-58,9	0,28	-	-
SP1	A7	-31,3	0,06	-68,6	0,15	-	-
	A13	-15,7	0,08	-62,3	0,15	-	-

Rocha	B8 – anfíbolito biotitizado	-	-	-	-	-61,0	3,34
-------	-----------------------------	---	---	---	---	-------	------

Os valores máximo de água encontrada no K-feldspato (0,48%) e na biotita (3,41%) indicam que o grau de alteração destes minerais é muito baixo, se tratando portanto de cristais não alterados em evento posterior à cristalização.

9.3 - Isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$)

As composições isotópicas de carbono foram obtidas a partir de fluidos aprisionados na forma de inclusões fluidas em cristais de quartzo (Tab. 20).

Tabela 20. Resultados das análises isotópicas de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) obtidas em inclusões fluidas em cristais de quartzo de veios pegmatíticos, além da quantidade de CO_2 total obtida para cada um destes cristais. Legenda: IF(qtz)= inclusões fluidas em quartzo e (-)= não determinado.

Grupo	Veio	$\delta^{13}\text{C}_{\text{IF(qtz)}}$ (‰)	CO_2 %
P1	A5	-7,4	3,4
	B2	-7,0	3,6
	PT-09	-10,5	-
	C1	-9,5	2
	C8	-1,7	0,3
P2	A6	-2,1	7
	C14	-2,4	0,2
P5	B11	-2,2	2,6
SP1	A7	-4,9	7
	A13	-0,6	5

9.4 - Cálculo dos Fluidos

O cálculo do fracionamento isotópico do oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) entre minerais e fluidos aquosos é baseado em trabalhos experimentais em determinados *ranges* de temperatura, conforme a tabela 4 (Cap. 2). No caso dos pegmatitos estudados, para o cálculo da composição isotópica dos fluidos em equilíbrio com cristais de quartzo, K-feldspato, biotita e magnetita (Tab. 18), se utilizou as temperaturas de cristalização calculadas previamente (Tab. 18) para pares mineralógicos. Os valores isotópicos de hidrogênio (δD), obtidos diretamente de inclusões fluidas em cristais de quartzo, representam análises diretas (não calculadas) do fluido. A partir dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e δD é possível determinar possíveis origens para fluidos aquosos.

Dentre os 19 pares mineralógicos restantes, 06 pares são considerados em desequilíbrio isotópico, devido aos (i) resultados de fluidos serem diferentes para minerais do mesmo par, (ii) porque a temperatura calculada está fora do *range* experimental para cristalização de determinados minerais ou (ii) porque os resultados da composição isotópica

dos fluidos associados a certos pares mineralógicos terem diferenças superiores ao erro analítico ($\pm 0,3 \text{ ‰}$).

Tabela 21. Resultados (em ‰) do cálculo da composição isotópica do oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) de fluidos aquosos em equilíbrio com os minerais analisados em veios pegmatíticos e rocha (anfíbolito e porção granítica de pegmatito). Os dados isotópicos de hidrogênio (δD) representam análises diretas do fluido aprisionado em inclusões fluidas aquosas em cristais de quartzo. Legenda: qtz= quartzo, KF= K-feldspato, bt= biotita, mg= magnetita, $1000\ln\alpha$ = fracionamento isotópico mineral-fluido e (-)= não determinado. Os resultados de pares mineralógicos considerados em desequilíbrio durante os cálculos geotermométricos (Tab. 18) não são mostrados nesta tabela. Os resultados em vermelho correspondem a análises consideradas em desequilíbrio isotópico.

GRUPO	VEIO	$\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{KF}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{bt}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{mg}}$	T (°C)	$1000\ln\alpha$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$
P1	B2	8,8	-	-	-	602	1,32	7,5	-20,6
		-	-	4,5	-	602	-2,58	7,1	-
		-	7,3	-	-	627	0,19	7,1	-
		-	-	4,5	-	627	-2,61	7,1	-
	B4	7,9	-	-	-	474	2,54	5,4	-25,7
		-	7,2	-	-	474	1,81	5,4	-
	PT09	8,0	-	-	-	237	7,68	0,3	-13,9
		-	8,1	-	-	237	7,78	0,3	-
C1	9,0	-	-	-	515	2,08	6,9	-26,3	
	-	8,2	-	-	515	1,28	6,9	-	
P2	A6	9,0	-	-	-	562	1,64	7,4	-33,7
		-	-	-	0	562	-7,35	7,3	-
		-	7,5	-	-	598	0,43	7,1	-
		-	-	-	0	598	-7,08	7,1	-
		-	7,5	-	-	239	7,69	-0,1	-
		-	-	-	0	239	-9,86	9,8	-
P4	A10	8,5	-	-	-	592	1,39	7,1	-
		-	-	-	0,1	592	-7,12	7,2	-
		-	6,9	-	-	643	0,07	6,8	-
		-	-	-	0,1	643	-6,74	6,8	-
		-	6,9	-	-	231	8,05	-1,1	-
	-	-	-	0,1	231	-10,18	10,2	-	
	C14	7,1	-	-	-	759	0,4	6,7	-27,4
		-	-	4,2	-	759	-2,72	6,9	-
7,3		-	-	-	727	0,55	6,7	-27,4	
-	-	4,2	-	727	-2,7	6,9	-		
SP1	A13	8,3	-	-	-	747	0,45	7,8	-15,7
		-	7,2	-	-	747	-0,6	7,8	-
ROCHA		$\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{KF}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{bt}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{mg}}$	T (°C)	$1000\ln\alpha$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$	δD
B8G		9,2	-	-	-	546	1,78	7,4	-
		-	-	4,3	-	546	-2,5	6,8	-
		9,2	-	-	-	564	1,62	7,6	-
		-	-	-	0,3	564	-7,33	7,6	-
		-	7,4	-	-	586	0,54	6,9	-
		-	-	4,3	-	586	-2,56	6,9	-
		-	7,4	-	-	621	0,24	7,2	-
		-	-	-	0,3	621	-6,9	7,2	-
		-	7,4	-	-	234	7,91	-0,5	-
		-	-	-	0,3	234	-10,05	10,3	-
		-	-	4,3	-	650	-2,63	6,9	-
		-	-	-	0,3	650	-6,68	7,0	-
		-	-	4,3	-	324	-1,98	6,3	-
-	-	-	0,3	324	-8,62	8,9	-		
B8-ANF		11,4	-	-	-	459	2,72	8,7	-
		-	-	5,0	-	459	-2,35	7,3	-
		11,4	-	-	-	521	2,02	9,4	-
		-	-	-	1,3	521	-7,64	8,9	-

10 – DISCUSSÕES

10.1 – Mineralogia

Dentre os minerais encontrados nos corpos analisados, alguns não podem ser utilizados como traçadores de fonte de fluido e/ou processo que auxilie no entendimento de sua gênese, pois são comuns nas rochas ígneas e/ou metamórficas (e.g. barita, bismita, melanterita, bornita, pirita, ilmenita, limonita, zircão, scheelita, anfibólio, epidoto e magnesita).

Os demais minerais encontrados podem apontar para assinatura química dos corpos pegmatíticos tanto do tipo NYF como LCT. Segundo London (2008), os elementos HFS de pegmatitos residem principalmente nos óxidos. Eles ocorrem tanto nas famílias tipo LCT quanto no tipo NYF, e em zonas enriquecidas em albita, micas ricas em Li, além de se associar normalmente a berilo, fosfatos, aluminossilicatos de lítio, zircão, topázio, fluorita e turmalina. London (2008) também aponta que a fórmula geral dos óxidos presentes em pegmatitos é $A_nB_mO_x$. Quando os cátions Ca, Na, Sb, Al e Cs estão presentes na posição A, os pegmatitos são oriundos de família LCT, e quando a posição A hospeda ETR, Y, Th e U, os pegmatitos são oriundos de família NYF.

10.1.1 – SULFETOS: CALCOCITA, CALCOPIRITA, ESFALERITA, GALENA E MOLIBDENITA

A calcopirita é um mineral de origem primária em rochas ígneas (Dana, 1978; Branco, 2008), em pegmatitos e em veios hidrotermais formados a altas temperaturas, junto com pirita, pirrotita, esfalerita, galena, quartzo, calcita, dolomita, siderita e vários minerais de Cu. Assim, a calcopirita pode ser explicada nos veios sin-tectônicos como de origem do próprio embasamento, ou como de origem hidrotermal (uma vez que no veio sin-tectônico C10 ocorre junto à bornita e calcocita) e nos pegmatitos como mineral comum acessório. Ou ainda poderia indicar que tanto os veios sin-tectônicos como os pegmatitos foram formados por processo hidrotermal.

Na literatura, apesar de ocorrer em diversos ambientes geológicos, a galena observada nas amostras estudadas indica origem ígnea. Este mineral também pode ocorrer associado em veios hidrotermais com esfalerita, pirita, marcassita, calcopirita, cerussita, anglesita, dolomita, calcita, quartzo, barita e fluorita (Dana, 1978; Branco, 2008). A molibdenita possui origem estritamente ígnea, ocorrendo comumente em pegmatitos e veios de quartzo (Branco, 2008). A calcopirita, galena e molibdenita ocorrem no veio pegmatítico A4, indicando origem magmática-hidrotermal para esse veio, e provavelmente para o grupo ao qual pertence (P3).

10.1.2 – ÓXIDOS: BETAFITA, MAGNÉSIO-FERRITA, RUTILO E URANINITA

Os cristais de betafita analisados nos corpos estudados podem ser classificados como itriobetafita, tóriobetafita ou urâniobetafita. A betafita faz parte do subgrupo do pirocloro, e é assim denominada devido à proporção relativa de Ti, Nb e Ta, onde $2Ti > Nb + Ta$. O prefixo itrio/tório/urânio é usado devido à quantidade presente de cada um destes elementos, que é superior ao dos demais átomos (K, Sn, Ba, ETR, Pb, Bi e U; Hogarth, 1977). A betafita é um mineral primário em pegmatitos graníticos (Branco, 2008; Dana, 1978) e pode ser encontrado em rochas alcalinas e carbonatitos (Branco, 2008). Foram encontrados cristais de betafita tanto em veios pegmatíticos (B7 e B8) como em veios sintectônicos (C9 e C10).

A figura 10.1 ilustra em diagrama ternário a quantidade de átomos de Nb, Ta e Ti nas amostras estudadas por MEV-EDS.

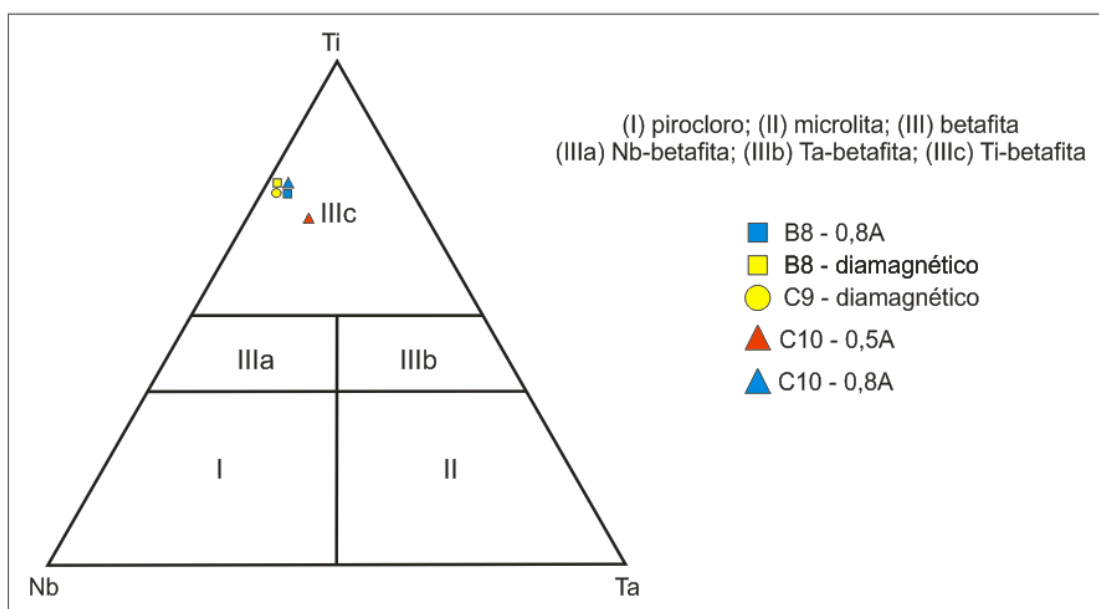


Figura 10.1: Representação gráfica dos grãos de betafita dos corpos B8, C9 e C10 com base na proporção atômica (Hogarth, 1977).

Dentre os minerais encontrados nos corpos analisados, a magnésio-ferrita é um dos que merece maior atenção. Ela ocorre com formato circular incluída em diopsídio. Este mineral é de ocorrência rara, sendo isomorfo da magnetita (Branco, 2008). Ele é encontrado principalmente em fumarolas vulcânicas (Dana, 1978; Branco, 2008), e é típico em rochas de metamorfismo de contato sobre calcários e dolomitos impuros, além de ser acessório em rochas básicas (Branco, 2008). Segundo Shi *et al.* (2009) a magnésio-ferrita é um espinélio típico de manto e magmático podendo ser do tipo enriquecido (caso das amostras analisadas; Tab. 10) ou empobrecido em Cr. Segundo Barnes & Roeder (2001; *in Shi et al.*, 2009), o tipo enriquecido é encontrado em kimberlitos, enquanto o sem Cr é encontrado em skarnitos magnesianos e carbonatitos (Treiman & Essene, 1984; *in Shi et al.*, 2009)]. A formação da magnésio-ferrita ocorre devido à oxidação de rochas ígneas, tais como gabros

(Johnston & Stout, 1984a,b; *in Shi et al.*, 2009), cromititos e dunitos (Garuti *et al.*, 2003; *in Shi et al.*, 2009) e peridotitos (Tamura & Arai, 2005; *in Shi et al.*, 2009). Shi *et al.* (2009) foram os primeiros autores a reportar a ocorrência da magnésio-ferrita em traquiandesitos no Cráton Norte da China, tanto como inclusões em fenocristais pseudomorfizados como em mineral da matriz. Zhao *et al.* (1998) apontam ainda para a ocorrência de magnesio-ferrita em jazidas do tipo *skarn* Au(Fe,Cu) na China. Segundo Zhao *et al.* (1998), a magnesio-ferrita pura foi documentada pela primeira vez por Wang *et al.* (1987; *in Zhao et al.*, 1998) em rochas vulcânicas do monte Vesúvio, com 12,58% de Mg, enquanto as presentes na China possuem de 13,48% a 17,66% de Mg. Já os cristais de magnésio-ferrita de Ponta Negra possuem entre 6,28% e 16,57% de Mg e Cr entre 0,44 e 2,35% (Tabela 10). De fato esta é uma ocorrência nova, precisando de estudos mais aprofundados sobre a importância da ocorrência mineral.

As únicas rochas básicas aflorantes na região de estudo são os anfibolitos na Unidade Região dos Lagos. No entanto, a possível vinculação destas rochas à ocorrência de magnésio-ferrita é restrita ao veio sin-tectônico C10. Diferente dos cristais dos veios pegmatíticos e do granito Cajú, o cristal de magnésio-ferrita analisado do veio C10 não possui Ca, Al, Mo e Ti.

O rutilo ocorre nos veios pegmatíticos A5, B7 e B8, e no granito Cajú. Este mineral ocorre em rochas ígneas, em pegmatitos graníticos e filões com apatita e quartzo, como inclusões aciculares em quartzo ou intercrescido com ilmenita ou biotita. Segundo Beurlen *et al.* (2008) e Okrusch *et al.* (2003), em pegmatitos o rutilo pode apresentar teores elevados de Nb₂O₅ (5 a 35%) e Ta₂O₅ (3 a 42%). O rutilo quebra em fácies metamórfica xisto verde e é formado novamente em condições de fácies anfibolito superior, sendo sua formação condicionada ao aumento da pressão (Zack *et al.*, 2004; Deer *et al.*, 1966). Os cristais de rutilo de Ponta Negra possuem entre 0,40 e 45,91%, de Nb₂O₅ e até 6,96% de Ta₂O₅ (Tabela 11). Tal química pode indicar pegmatito a metal raro. A uraninita pode indicar química do tipo NYF, assim como a torita e torogomita.

10.1.3 – FOSFATOS: APATITA, MONAZITA E XENOTÍMIO

A apatita ocorre amplamente disseminada como constituinte acessório em todas as classes de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas, em pegmatitos e em veios de origem hidrotermal (Dana, 1978; London, 2008). A apatita é um mineral acessório bastante abundante em granitos peraluminosos e em pegmatitos do tipo NYF, sendo enriquecida em Y, U, Th e ETR_L (Saleh, 2006). Já a monazita é mineral enriquecido em ETR_P, sendo acessório comum em granitos, em gnaisses e em aplitos (Dana, 1978; Branco, 2008), não sendo discriminante entre pegmatitos ou NYF ou LCT. O mesmo ocorre com xenotímio, que

é um mineral acessório em granitos e em pegmatitos (Branco, 2008) tanto do tipo NYF quanto do tipo LCT.

10.1.4 – SILICATOS: ALLANITA, COFFINITA, GRANADA, TORIANITA, TORITA E TOROGOMITA

Com exceção da granada, todos estes silicatos possuem ETR, U e Th em sua estrutura química, caracterizando pegmatitos da família NYF.

A granada tipo espessartita é o mais comum que ocorre em pegmatitos (London, 2008) da família LCT e elemento-raro, que são originados de fusões peraluminosas.

10.2 – Geoquímica de Rocha Total e Química Mineral

10.2.1 – GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

10.2.1.1 – Elementos Maiores

Utilizando o diagrama de classificação TAS (*Total Alkalies vs. Silica*) para rochas plutônicas (Cox *et al.*, 1979), define-se que os corpos analisados são ácidos, ou bem diferenciados (72,0 a 75,7 % SiO₂ em peso), de composição granítica e da série subalcalina, com exceção do veio sin-tectônico C10, que possui composição no limite entre as séries alcalina e subalcalina (Fig. 10.2).

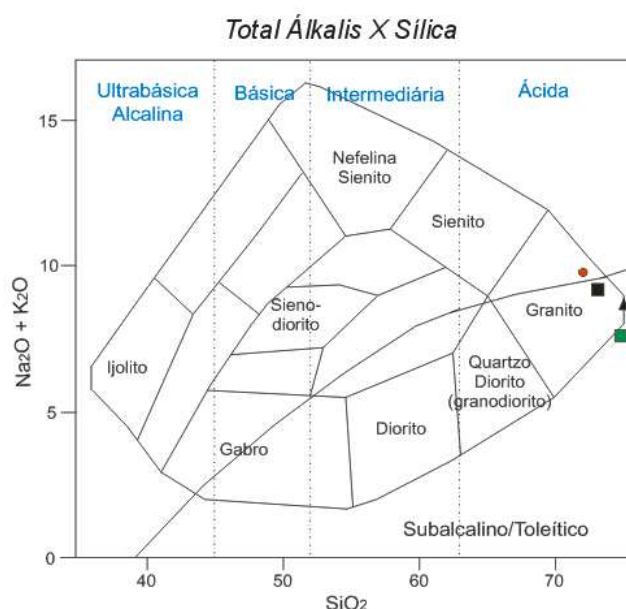


Figura 10.2: Diagrama TAS (*Total Alkalies vs. Silica*) para rochas plutônicas (Cox *et al.*, 1979) aplicado a amostras da área de estudo. Triângulo = granito Cajú; quadrado preto = pegmatito discordante B7; quadrado verde = pegmatito discordante B8; círculo preto = veio sin-tectônico B9; círculo vermelho = veio sin-tectônico C10.

No diagrama de variação AFM (Fig. 10.3) de Irvine & Baragar (1971), as mesmas amostras são associadas à série cálcio-alcálica, pelo enriquecimento em álcalis e ausência de forte enriquecimento em Fe_{TOTAL} , este último típico da série toleítica durante os primeiros estágios de diferenciação magmática (Wilson, 1989 *in* Sylvester, 1998). A partir do gráfico para subdivisão da série subalcalina (*cf.* Peccerilo & Taylor, 1976; Le Maître, 2002), que compara os teores de SiO_2 e K_2O (Fig. 10.4), pode ser observado que um pegmatito discordante (B8) e um veio sin-tectônico (B9) pertencem à série cálcio-alcálica de alto potássio. As demais amostras mostram extremo enriquecimento em K_2O , porém devem também pertencer à mesma série, pois não satisfazem as condições geoquímicas definidas por diversos autores (*e.g.* Joplin, 1965; Lima, 1985; De Liz *et al.*, 2004) para seu enquadramento na série shoshonítica. Este mesmo comportamento em relação ao enriquecimento extremo de K_2O é observado na maioria dos corpos de granitóides considerados pós-colisionais no Estado do Rio de Janeiro (Valeriano *et al.*, 2011), como é o caso do granito Cajú.

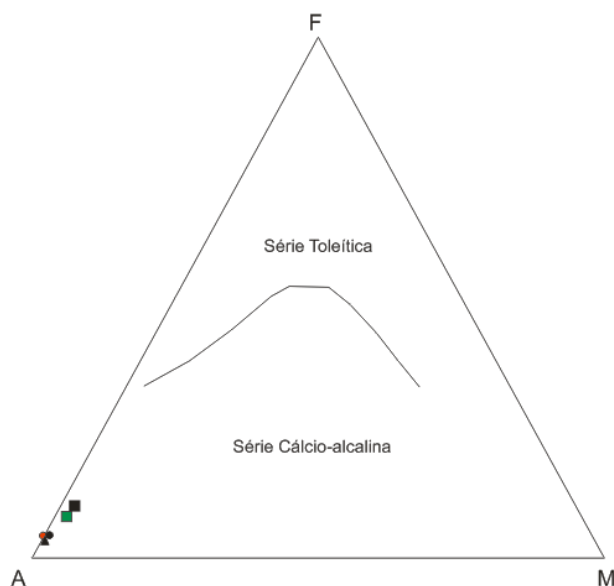


Figura 10.3: Diagrama AFM. A = álcalis ($Na_2O + K_2O$), F = Ferro total ($FeO + Fe_2O_3$) e M = MgO (Irvine & Baragar, 1971). Triângulo = granito Cajú; quadrado preto = pegmatito discordante B7; quadrado verde = pegmatito discordante B8; círculo preto = veio sin-tectônico B9; círculo vermelho = veio sin-tectônico C10.

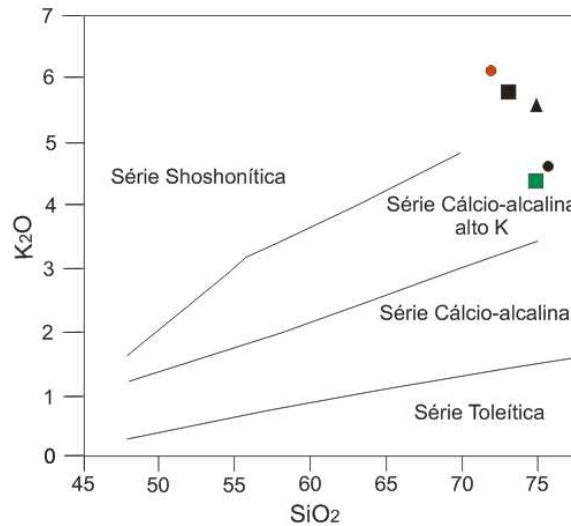


Figura 10.4: Diagrama de discriminação para a série subalcalina sugerido pela IUGS (Le Maître, 2002) a partir do diagrama de Peccerillo & Taylor (1976). Triângulo = granito Cajú; quadrado preto = pegmatito discordante B7; quadrado verde = pegmatito discordante B8; círculo preto = veio sin-tectônico B9; círculo vermelho = veio sin-tectônico C10.

O diagrama discriminante A/NK x A/CNK (Maniar & Piccoli, 1989) mostra que todas as rochas analisadas são fortemente peraluminosas (Fig. 10.5), com valores de $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ entre 1,43 a 1,51. Segundo Sylvester (1998) rochas fortemente peraluminosas ($A/CNK > 1,1$) podem se formar em ambientes pós-orogênicos a partir da fusão parcial de ortognaisses (Miller, 1985 *in* Sylvester, 1998), de rochas metassedimentares (*cf.* Le Fort *et al.*, 1987) ou pela interação de rochas basálticas com a crosta (Patiño Douce, 1995 *in* Sylvester, 1998). No ambiente pós-orogênico estas rochas são expostas tanto ao longo de zonas de empurrão ou de cisalhamento quanto na forma de plútons circulares (Searle *et al.*, 1997 *in* Sylvester, 1998). No caso de Ponta Negra, as duas primeiras opções se adequariam melhor pois não existem rochas básicas aflorantes.

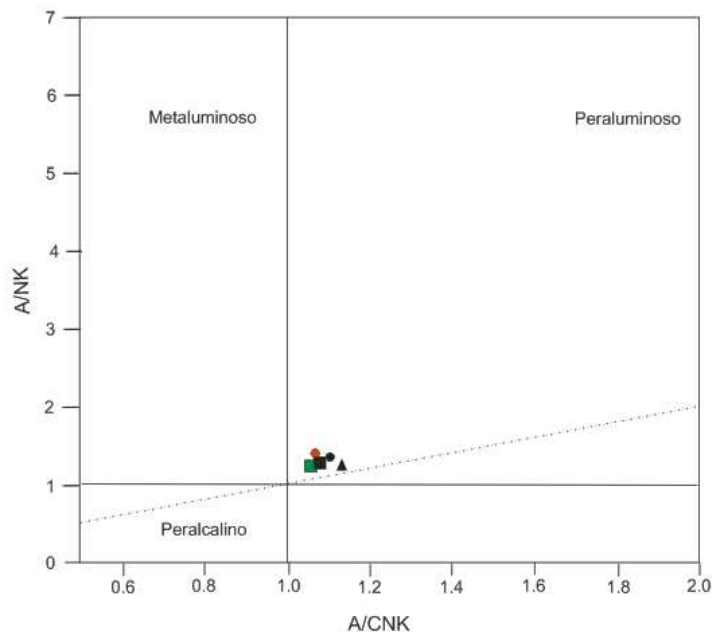


Figura 10.5: Diagrama de discriminação entre rochas peralcalinas, metaluminosas e peraluminosas (Maniar & Piccoli, 1989). Triângulo = granito Cajú; quadrado preto = pegmatito discordante B7; quadrado verde = pegmatito discordante B8; círculo preto = veio sin-tectônico B9; círculo vermelho = veio sin-tectônico C10.

Segundo Sylvester (1998) este tipo de granito pode ser formado em ambientes colisionais tanto de alta pressão como de alta temperatura. O autor sugere que granitos derivados da fusão de metapelitos devem conter razões $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ mais baixas (ca. $< 0,3$) que os derivados da fusão de psamitos. Já os com razão $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} > 0,3$ poderiam ser derivados de uma mistura de fusões de metabasaltos com metapelitos, e não simplesmente a partir da anatexia de psamitos (Sylvester, 1998) ou ainda de ortognaisses (Miller, 1985 *in* Sylvester, 1998). Em Ponta Negra, os pegmatitos discordantes B7 e B8 e o granito Cajú possuem $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ entre 0,2 e 0,3, sugerindo fonte pelítica, enquanto que os veios sin-tectônicos B9 e C10 possuem $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ entre 0,4 e 0,5, sugerindo fusão do ortognaisse Região dos Lagos como fonte dos mesmos.

Utilizando o diagrama de Harker (Fig. 10.6), não é possível observar nenhum *trend* nos teores dos elementos maiores (Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 e P_2O_5) em relação à quantidade de sílica devido à quantidade restrita de amostras.

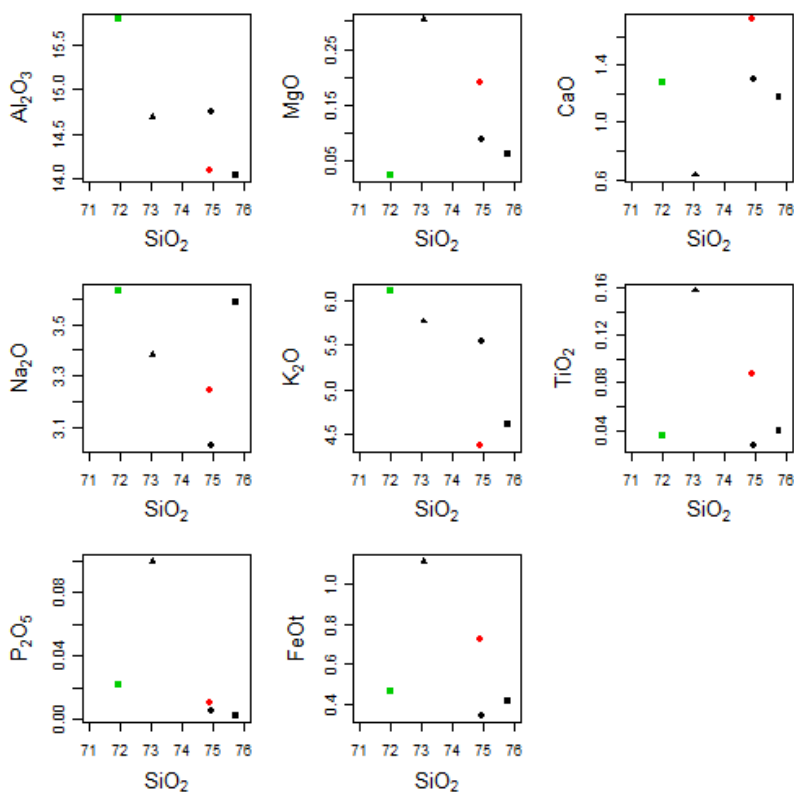


Figura 10.6 - Diagramas de Harker. Elementos maiores X SiO_2 . Triângulo = granito Cajú; quadrado preto = pegmatito discordante B7; quadrado verde = pegmatito discordante B8; círculo preto = veio sin-tectônico B9; círculo vermelho = veio sin-tectônico C10.

10.2.1.2 - Elementos-Traço (*V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb e Ba*)

A figura 10.7 apresenta os elementos traços que ocorrem em maior quantidade e em maior variação (*Ba, Sr e Rb*) nas rochas analisadas. O *Rb* ocorre em maior abundância no granito Cajú, em seguida nos veios pegmatíticos e em menor quantidade nos veios sin-

tectônicos. A quantidade de Sr se apresenta de maneira inversa a do Rb, estando mais enriquecido nos veios sin-tectônicos, em seguida nos veios pegmatíticos e ocorrendo em menor abundância no granito Cajú. Esta inversão pode indicar que (i) o Rb e o Sr se substituem nas rochas, (ii) o Rb é mais compatível com a química/mineralogia do granito Cajú, enquanto o Sr é mais compatível com a química/mineralogia dos veios sin-tectônicos. E o Ba ocorre em maior abundância nos veios sin-tectônicos, em seguida no pegmatito B7, no granito Cajú, e por fim no pegmatito B8. A maior quantidade de Ba nos veios sin-tectônicos pode indicar maior compatibilidade nesse tipo de rocha.

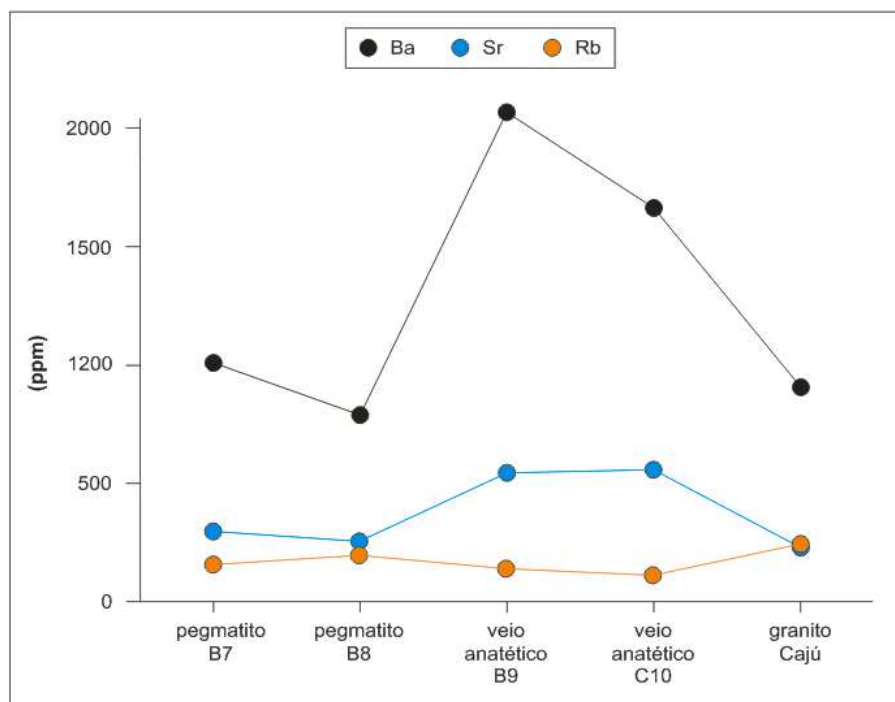


Figura 10.7: Quantidade (ppm) de Ba, Sr e Rb nos veios pegmatíticos B7 e B8, veios sin-tectônicos B9 e C10, e no granito Cajú.

O gráfico ternário Rb-Sr-Ba (Bouseily & Sokkary, 1975) mostra que todas as rochas analisadas são classificadas como “granitos anômolos” (Fig. 10.8). Segundo Bouseily & Sokkary (1975), com a diferenciação química, ocorre enriquecimento relativo de Ba e empobrecimento relativo de Sr. Tal fato pode explicar a elevada quantidade de Ba nas rochas de Ponta Negra. Estes mesmos autores afirmam que os granitos anômolos englobam os seguintes tipos: metassomatizados, rapakivi, e granitos que não foram formados por um único mecanismo de diferenciação. Devido a mistura de processos para sua geração, e conseqüente fracionamento químico, os granitos anômolos apresentam baixo teor de Rb, assim como observado para as rochas estudadas. Nas figuras 10.7 e 10.8 pode-se notar que os veios sin-tectônicos são as rochas que apresentam menor teor de Rb, podendo refletir em maior quantidade de processos para a sua geração, enquanto o granito Cajú é aquele que apresenta maior teor deste elemento.

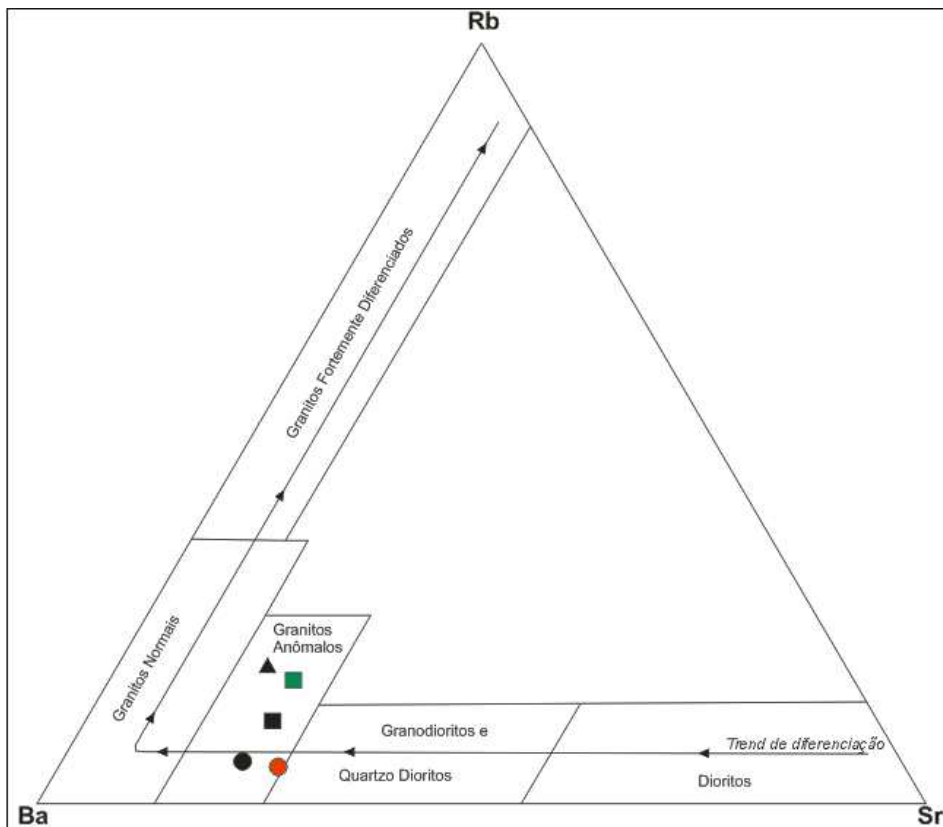


Figura 10.8 - Diagramas ternário Rb-Ba-Sr. Elementos maiores X SiO₂. Triângulo = granito Cajú; quadrado preto = pegmatito discordante B7; quadrado verde = pegmatito discordante B8; círculo preto = veio sin-tectônico B9; círculo vermelho = veio sin-tectônico C10. Adaptado de Bouseily & Sokkary (1975).

Sylvester (1998) defende que a variação entre Rb-Sr-Ba é relacionada a fontes pelíticas ou psamíticas. Os granitos com razão $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} > 0,3$ possuem razões Rb/Ba e Rb/Sr mais baixas do que os oriundos de pelito. Esta relação é observada nas rochas de Ponta Negra, onde os veios sin-tectônicos possuem razão Rb/Sr e Rb/Ba inferior aos demais corpos, que possuem razão $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} < 0,3$ (Tabelas 14 e 15).

A figura 10.9 apresenta os elementos traços que ocorrem nas rochas analisadas em quantidade inferior a 140 ppm. Estes foram individualizados na Fig. 10.8 para melhor observar a variação de quantidade destes elementos em relação à rocha. Dentre estes 09 elementos traço, Ni, Ga, Y e Nb ocorrem em quantidade constante nas cinco rochas analisadas, e são levemente empobrecidos nos veios sin-tectônicos B9 e C10. O Zr ocorre em maior e menor quantidade nos veios pegmatíticos B8 e B7, respectivamente, e de maneira constante nas demais rochas. O Cr ocorre em maior e menor quantidade nos veios pegmatíticos B7 e B8, respectivamente, e nas demais rochas ocorre de maneira constante. A quantidade elevada de Cr no pegmatito B7 pode ser explicada pela ocorrência de maiores quantidades de magnésio-ferrita neste corpo em relação aos outros corpos. No entanto os outros corpos não apresentam a mesma concordância mineralógico-química. O Zn ocorre em maior quantidade no granito Cajú e de maneira constante nas demais 04 rochas. O vanádio ocorre em maior abundância no granito Cajú, em seguida nos veios sin-tectônicos,

e em menor quantidade nos pegmatitos. O Co ocorre apenas no granito Cajú e no veio sintectônico C10.

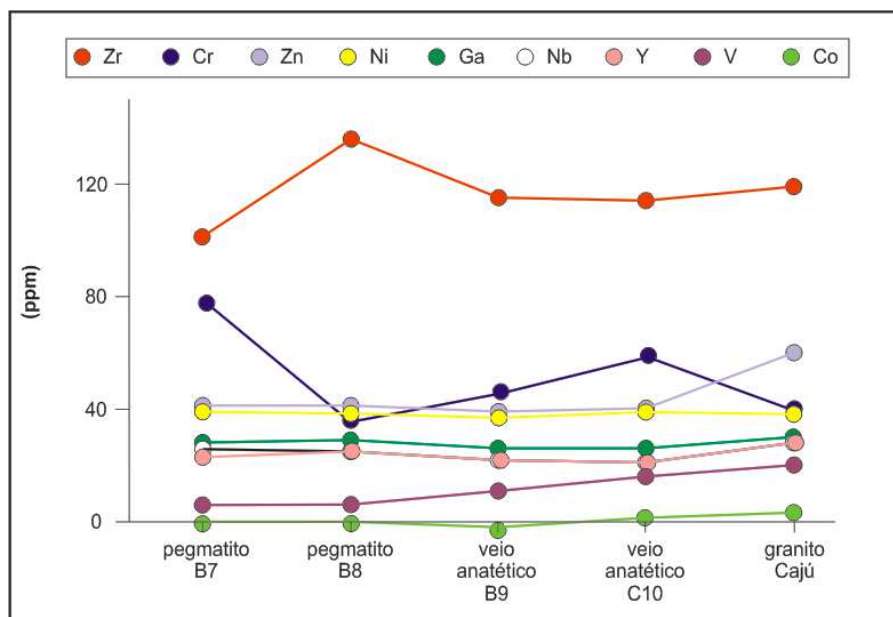


Figura 10.9: Quantidade (ppm) de Zr, Cr, Zn, Ni, Ga, Nb, Y, V e Co nos veios pegmatíticos B7 e B8, veios sintectônicos B9 e C10, e Granito Cajú.

10.2.1.3 - Ambientes Geotectônicos

Pearce *et al.* (1984) classificam os granitos com base em dados de litogeoquímica em quatro ambientes geotectônicos: sin-colisional (*syn-COLG: Syn-collisional*), arco vulcânico (*VAG: Volcanic Arc Granites*), intraplaca (*WPG: Within Plate Granites*) e orogênico (*ORG: Orogenic*), utilizando as relações $Rb \times (Y + Nb)$ e $Nb \times Y$.

Utilizando as relações entre $Rb \times (Y + Nb)$ (Fig. 10.10) se observa que os valores das análises litogeoquímicas dos corpos estudados plotam próximos ao limite dos campos sin-colisional, intraplaca e arco vulcânico, sendo que a maioria das amostras avança levemente em direção a este último campo. Já utilizando a relação $Nb \times Y$ (Fig. 10.10), todos os corpos possuem geoquímica levemente compatível com granitos intraplaca. Dadas essas características e o contexto geotectônico da região de estudo, as rochas analisadas são mais compatíveis com granitos intraplaca do que de com granitoides formados tipicamente em arcos vulcânicos.

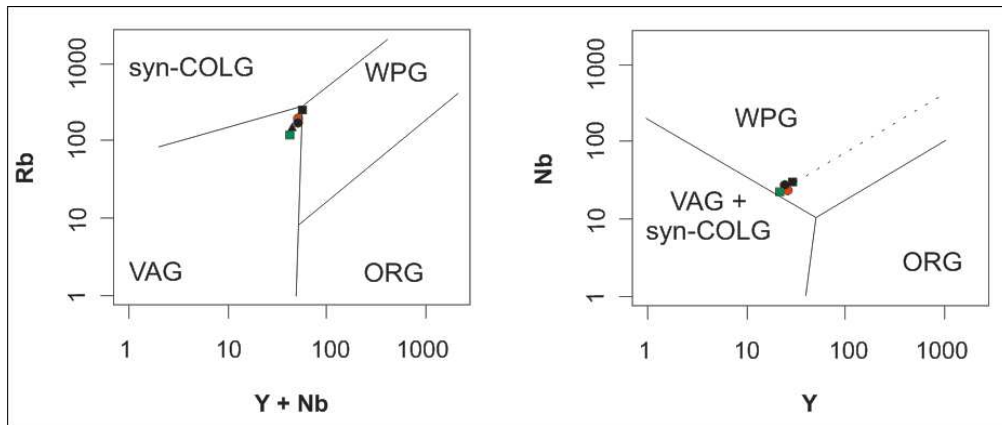


Figura 10.10: Diagrama Rb x (Y+Nb) (Pearce *et al.*, 1984) e Diagrama Nb x Y (Pearce *et al.*, 1984). Triângulo = granito Caju; quadrado preto = pegmatito discordante B7; quadrado verde = pegmatito discordante B8; losango preto = veio sin-tectônico B9; losango vermelho = veio sin-tectônico C10. VAG: *Volcanic Arc Granites*; syn-COLG: *Syn-collisional*; WPG: *Within Plate Granites*; ORG: *Orogenic*.

10.2.2 – GEOQUÍMICA MINERAL DE K-FELDSPATO

10.2.2.1 – Elementos Maiores

Utilizando o diagrama de Harker, observa-se que não há mudança significativa nos teores dos elementos maiores (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 e P_2O_5) em relação à variação da quantidade de sílica (Figura 10.11).

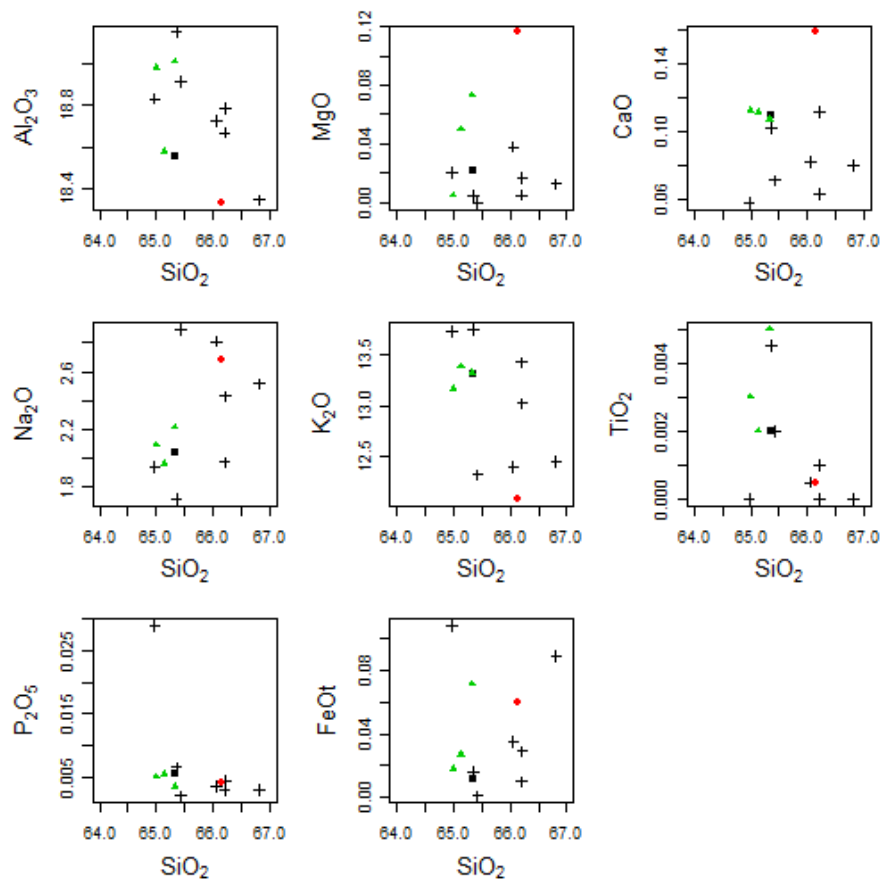


Figura 10.11 - Diagramas de Harker. Elementos maiores X SiO_2 . Cruz = grupo P1; quadrado preto = grupo P2; círculo vermelho = grupo P5; triângulo verde = grupo SP1.

10.2.2.2 - Elementos-Traço (V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb e Ba)

Os elementos traço não apresentam diferença e ou tendência significativa entre os grupos analisados (Figs. 10.12, 10.13 e 10.14), e sim diferença entre os corpos individualmente. Por exemplo, cinco dos sete corpos do grupo perpendicular “com diversos núcleos” são similares quimicamente. No entanto, os cristais de K-feldspato dos corpos A20 e B4 tem anomalias positivas em Ba e Sr, os dos corpos A5 e C1 são anômolos positivamente em relação ao Rb, e o do veio B11 é o mais enriquecido em Zr.

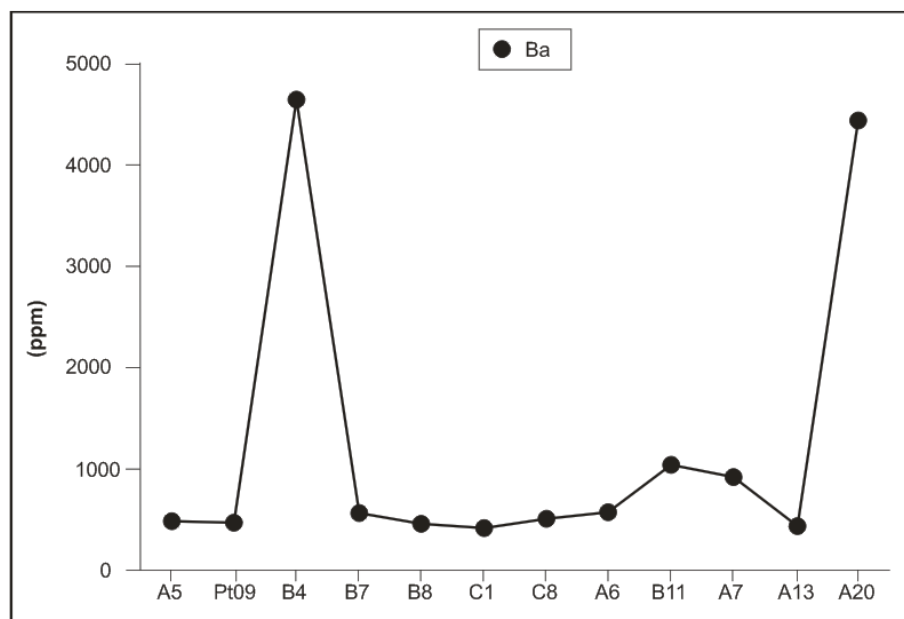


Figura 10.12: Quantidade (ppm) de Ba em cristal de K-feldspato oriundo dos veios perpendiculares à foliação A5, PT-09, B4, B7, B8, C1, C8, A6 e B11, e paralelos à foliação A7, A13 e A20.

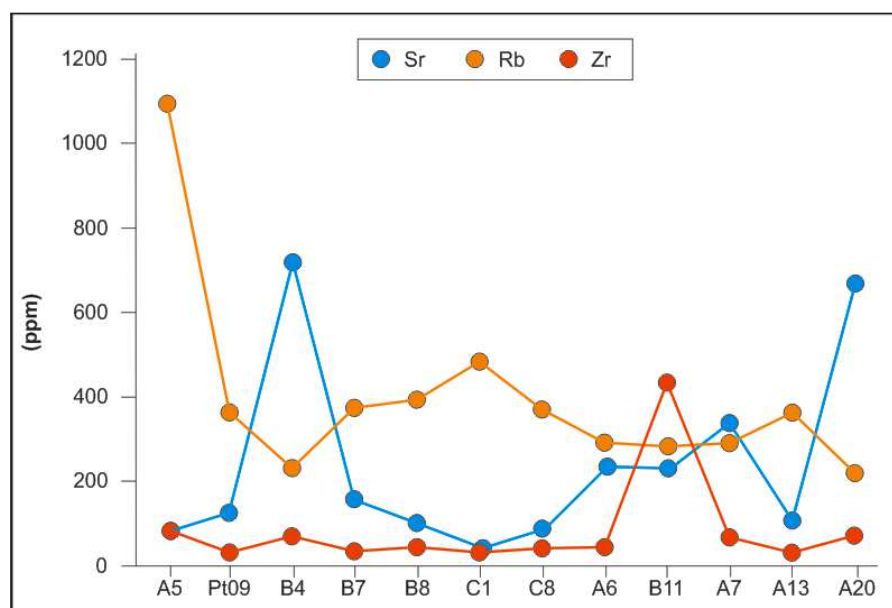


Figura 10.13: Quantidade (ppm) de Sr, Rb e Zr em cristal de K-feldspato oriundo dos veios perpendiculares à foliação A5, PT-09, B4, B7, B8, C1, C8, A6 e B11, e paralelos à foliação A7, A13 e A20.

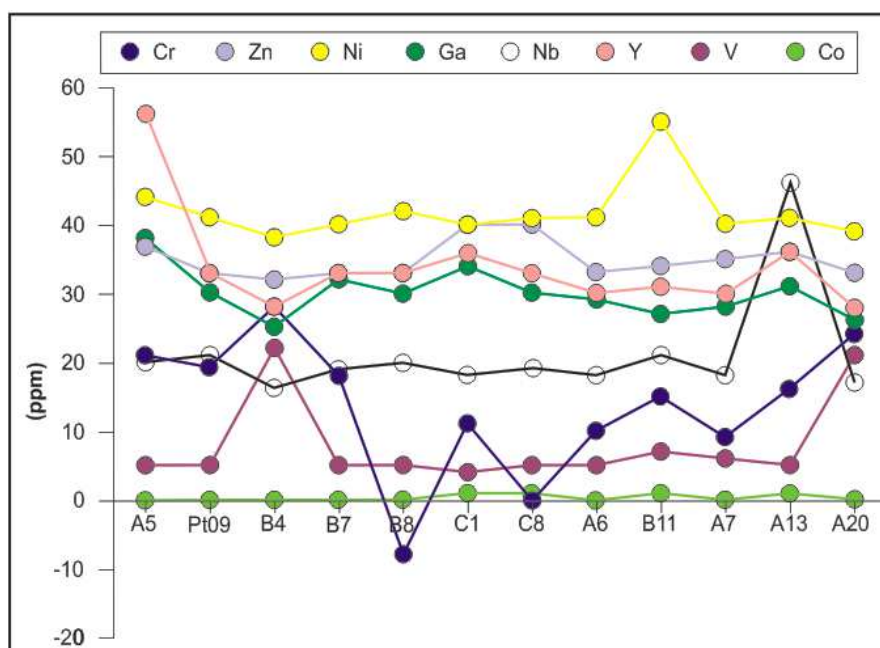


Figura 10.14: Quantidade (ppm) de Cr, Zn, Ni, Ga, Nb, Y, V e Co em cristal de K-feldspato oriundo dos veios perpendiculares à foliação A5, PT-09, B4, B7, B8, C1, C8, A6 e B11, e paralelos à foliação A7, A13 e A20.

10.2.2.3 – Substituições Iônicas: K^+ por Rb^+ e Sr^{+2} por Ba^{+2}

Os elementos plausíveis de substituir o K^+ na estrutura do K-feldspato são Rb, Sr, Ba, Cs e Pb (Mason, 1966; Krauskopf, 1972). No presente trabalho foram analisados apenas Rb, Sr e Ba. Tais substituições podem ocorrer quando os raios iônicos não diferem em mais de 15%, e a carga em 1 unidade (Krauskopf, 1972). Ba e Rb são encontrados em maior abundância em rochas mais diferenciadas e em pegmatitos, tendo suas concentrações variando proporcionalmente com a concentração de K em K-feldspato e micas (Krauskopf, 1972).

A razão Rb/K também aumenta com o aumento da diferenciação (Mason, 1966; Rankama & Sahama, 1950). A figura 10.15 mostra que, com exceção do veio A5 (mais diferenciado), todos os cristais de K-feldspato analisados possuem razão Rb/K similar, indicando graus de diferenciação similares. A única característica distinta do veio A5, em relação aos demais veios analisados, é a presença de espessartita e rutilo. Apesar da granada ser usada para determinar o fracionamento Mn/Fe no fundido silicatado parental de pegmatitos (London, 2008), é difícil afirmar que a quantidade e tamanho desses minerais possa influenciar no fracionamento Rb/K do fundido que gerou o mesmo.

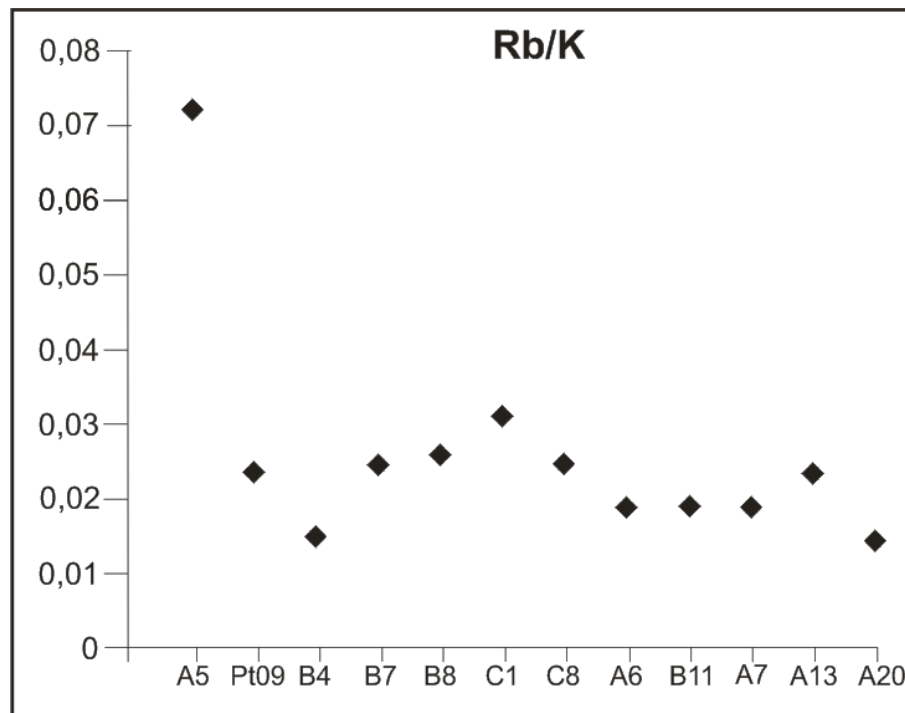


Figura 10.15: Razão Rb/K em cristal de K-feldspato oriundo dos veios perpendiculares à foliação A5, PT-09, B4, B7, B8, C1, C8, A6 e B11, e paralelos à foliação A7, A13 e A20.

A figura 10.16 mostra que, mais uma vez, o K-feldspato do veio A5 é o que apresenta maior razão Sr/Ba, indicando que este pegmatito é mais diferenciado do que os demais (*c.f.* London, 2008).

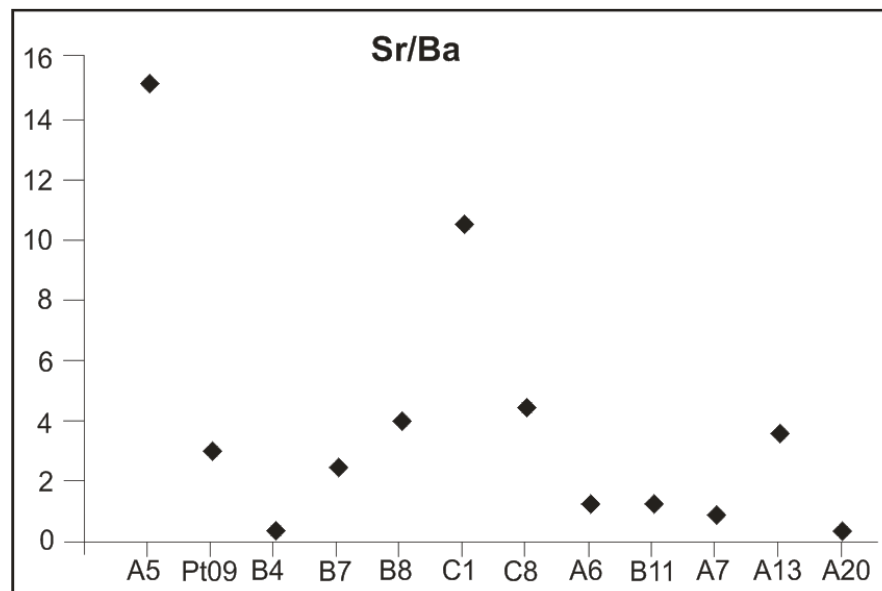


Figura 10.16: Razão Sr/Ba em cristal de K-feldspato oriundo dos veios perpendiculares à foliação A5, PT-09, B4, B7, B8, C1, C8, A6 e B11, e paralelos à foliação A7, A13 e A20.

Segundo Cerny (1982), o Rb em cristais de K-feldspato de pegmatitos graníticos varia entre 0,3 e 2,5 %, podendo chegar a 5,25% nos cristais oriundos de corpos a metal raro. Os valores de Rb para os cristais de K-feldspato de Ponta Negra variam entre 0,022 e

0,11 % (220 a 1093 ppm; Tab. 17), ambos extremos ocorrendo na mesma família perpendicular “com diversos núcleos”.

Como o Ba é o único elemento maior com tamanho iônico (1,34Å) similar ao do K e alta carga, os minerais potássicos recém-formados são enriquecidos relativamente neste elemento (Mason, 1966). E como o tamanho do íon de Sr é próximo ao de Ca e K, em rochas ígneas, o Sr está presente principalmente em plagioclásio cálcico e K-feldspato, e sua concentração aumenta com a continuidade da cristalização (Mason, 1966).

No entanto, segundo Noll (1934; *in* Rankama & Sahama, 1950), o Ba^{+2} é enriquecido relativamente ao Sr^{+2} porque o raio do último é menor ($Sr^{+2} = 1,27$ KX; $Ba^{+2} = 1,43$ KX), sendo incorporado na estrutura de minerais em estágios anteriores à cristalização do K-feldspato.

Noll (1934; *in* Rankama & Sahama, 1950) e Von Engelhart (1936; *in* Rankama & Sahama (1950) mostraram que a quantidade de Sr e Ba em K-feldspato depende da temperatura de formação. Aqueles formados nos primeiros estágios de cristalização possuem mais Sr e Ba do que aqueles formados por último. Pelas figuras 10.12 e 10.13, os cristais de K-feldspato oriundos dos veios B4 e A20 teriam sido formados em estágio inicial de cristalização por serem os que apresentam maior concentração destes dois íons.

Cerny *et al.* (1985) argumentam que normalmente quando as relações Rb x Sr e Rb x Ba em granitos e pegmatitos apresentam pouca variação e nenhum *trend*, é um indicativo de que houve (i) fonte externa de Sr e Ba, (ii) retenção de Sr e Ba no magma, ou ainda (iii) diferenças sistemáticas no fracionamento destes elementos entre plagioclásio, K-feldspato e a fusão silicatada.

As figuras 10.17 e 10.18 mostram leve *trend* nos grupos perpendicular “com diversos núcleos” (P1) e “subparalela com um núcleo” (SP1). Tal *trend* indica diminuição da quantidade de Rb enquanto ocorre aumento na quantidade de Sr e de Ba. E a figura 10.18, que correlaciona Sr e Ba mostra que a quantidade de um íon é diretamente proporcional a do outro nestes grupos.

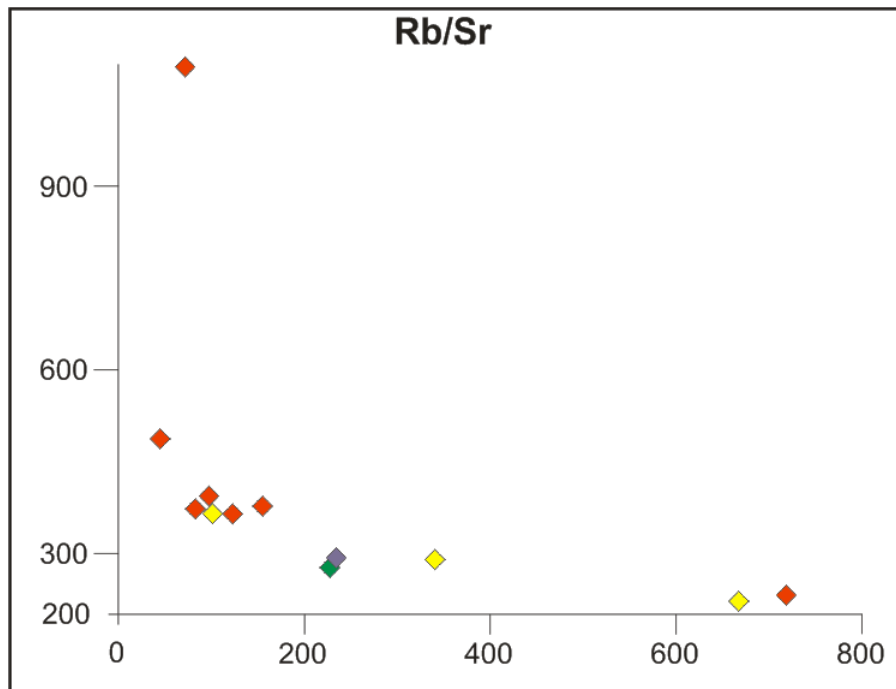


Figura 10.17: Razão Rb/Sr em cristais de K-feldspato. Losango vermelho = grupo P1; losango amarelo = grupo SP1; losango verde = grupo P5; losango roxo = grupo P2.

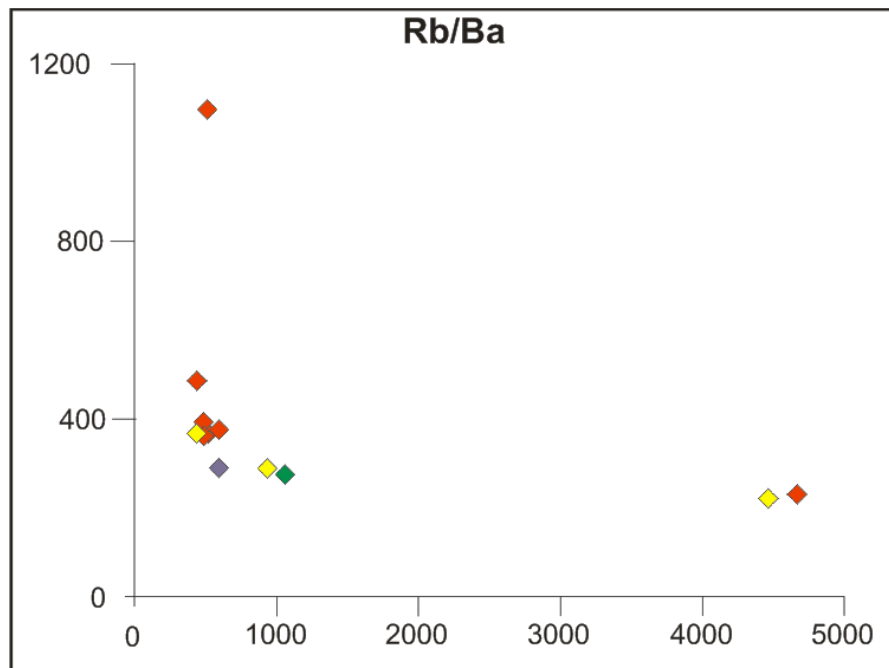


Figura 10.18: Razão Rb/Ba em cristais de K-feldspato. Losango vermelho = grupo P1; losango amarelo = grupo SP1; losango verde = grupo P5; losango roxo = grupo P2.

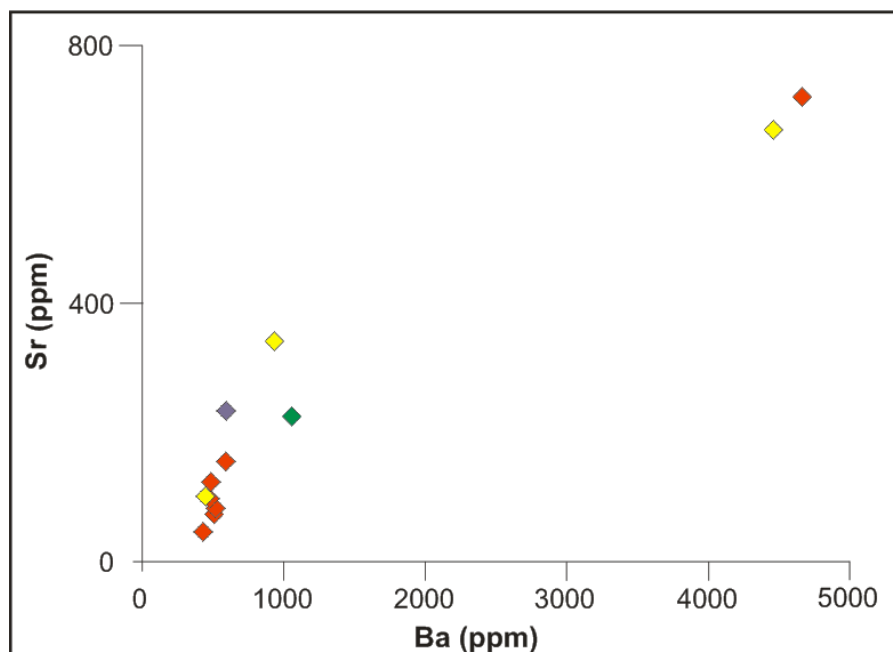


Figura 10.19: Relação Sr X Ba em cristais de K-feldspato. Losango vermelho = grupo P1; losango amarelo = grupo SP1; losango verde = grupo P5; losango roxo = grupo P2.

10.3 – Isótopos Estáveis

Existem poucos estudos de pegmatitos utilizando isótopos estáveis na literatura. Taylor *et al.* (1979) aplicaram esse método em cristais de quartzo ($\delta^{18}\text{O} = +8,4$ a $+12,4\%$), muscovita ($\delta^{18}\text{O} = +5,2$ a $+8,5\%$) e feldspato (K-feldspato e albita; $\delta^{18}\text{O} = +6,6$ a $+9,9\%$) de pegmatitos do distrito de *Mesa Grande* (Califórnia, EUA) e encontraram temperaturas relacionadas a um evento termal *subsolidus* entre 565 e 525°C e temperaturas associadas à intrusão dos corpos pegmatíticos entre 730 e 700°C. Foi encontrada ainda a temperatura mínima (Th) de 560°C em inclusões fluidas em granada do tipo almandina-espessartita.

Walker *et al.* (1986) estudaram o pegmatito *Tin Mountains* do distrito *Black Hill* (Dakota do Sul, EUA) e encontraram temperaturas de cristalização entre 610°C e 450°C em assembleia mineralógica tripla (quartzo - K-feldspato - muscovita). Walker *et al.* (1986) usaram o geotermômetro de dois feldspatos (sugerido por Whitney & Stormer, 1977), que apontou cristalização entre 600°C e 550°C para o pegmatito *Tin Mountains*. Boyd *et al.* (2003; *in* London, 2008) também estudaram os mesmos pegmatitos e determinaram temperaturas de cristalização de K-feldspato entre 200 e 400°C, que indicam recristalização *subsolidus*.

Thomas *et al.* (1988) através de inclusões fluidas, determinaram temperaturas de formação do pegmatito *Tanco* (Manitoba, Canadá) entre 262 a $>700^\circ\text{C}$. A maioria das inclusões fluidas de baixa temperatura neste pegmatito são secundárias, ou seja, não são oriundas do fluido original de cristalização.

Schmitt *et al.* (2004) determinaram que a temperatura de pico metamórfico da região de Ponta Negra ocorreu em condições mínimas de ca. 780°C e pressões entre 5 e 9 Kbar.

Tais parâmetros foram obtidos em amostra de biotita-sillimanita gnaiss (BUZ-11) que ocorre em contato brusco com o ortognaiss encaixante dos pegmatitos estudados. Estes dados sugerem que a temperatura máxima de cristalização dos pegmatitos da região seja próxima do valor do pico metamórfico alcançado pelo orógeno. No momento de intrusão dos veios pegmatíticos, 80 Ma após o pico metamórfico, o orógeno já encontrava-se em temperatura menor devido ao resfriamento. Assim, temperaturas a cima de 780°C para cristalização desses veios são consideradas irreais.

10.3.1 – GEOTERMOMETRIA E ORIGEM DOS FLUIDOS

Os grupos de veios pegmatíticos analisados por isótopos estáveis neste trabalho (P1, P2 e P4) e rochas associadas a eles (porção granítica de pegmatito; e anfibolito biotitizado em contato com pegmatito) apresentaram temperatura de cristalização coerente com a literatura (entre 474°C e 759°C).

Os valores isotópicos de oxigênio do fluido variam entre +5,2 a +9,4‰, compreendendo ao campo dos fluidos de origem magmática. No entanto, os valores isotópicos de hidrogênio do fluido (δD) medidos diretamente de inclusões fluidas em cristais de quartzo varia de -33,7 a -15,7‰, no campo de fluidos metamórficos (Fig. 10.20). As lamina delgadas dos veios pegmatíticos B8, A2 e A3 mostram alinhamento mineral. No veio B8 ocorre alinhamento de inclusões de quartzo em K-feldspato, e nos veios A2 e A3 ocorre recristalização de grãos de quartzo, gerando subgrão, onde um dos grãos presentes no veio A3 possui as bordas dos subgrãos paralelos a parede do veio. Tais estruturas marcam o fluxo magmático do fundido no local onde ele intruiu, alinhando os minerais conforme a estruturação espacial do seu local de confinamento. Este processo posterior de recristalização pode ter gerado um reequilíbrio do fluido que cristalizou estes minerais, ou ainda pode ter ocorrido mistura deste fluido com algum externo, oriundo, por exemplo, da encaixante que também estava sofrendo com o metamorfismo tardio, gerando uma nova composição isotópica de hidrogênio, com valores característicos de fluidos metamórficos. Assim, as amostras analisadas em Ponta Negra devem ter se originado da mistura desses dois tipos de fluido.

A partir dos valores isotópicos calculados do fluido ($\delta^{18}O_{H_2O}$) em equilíbrio com o quartzo, K-feldspato, biotita e magnetita, e valores medidos em inclusões fluidas de quartzo (δD_{H_2O}), foi elaborada a Fig. 10.20, que correlaciona esse valores com o tipo de fluido em equilíbrio durante a cristalização destes minerais. Como não se sabe se os valores de δD_{H_2O} obtidos para K-feldspato e biotita são oriundos de inclusões fluidas, os valores de δD_{H_2O}

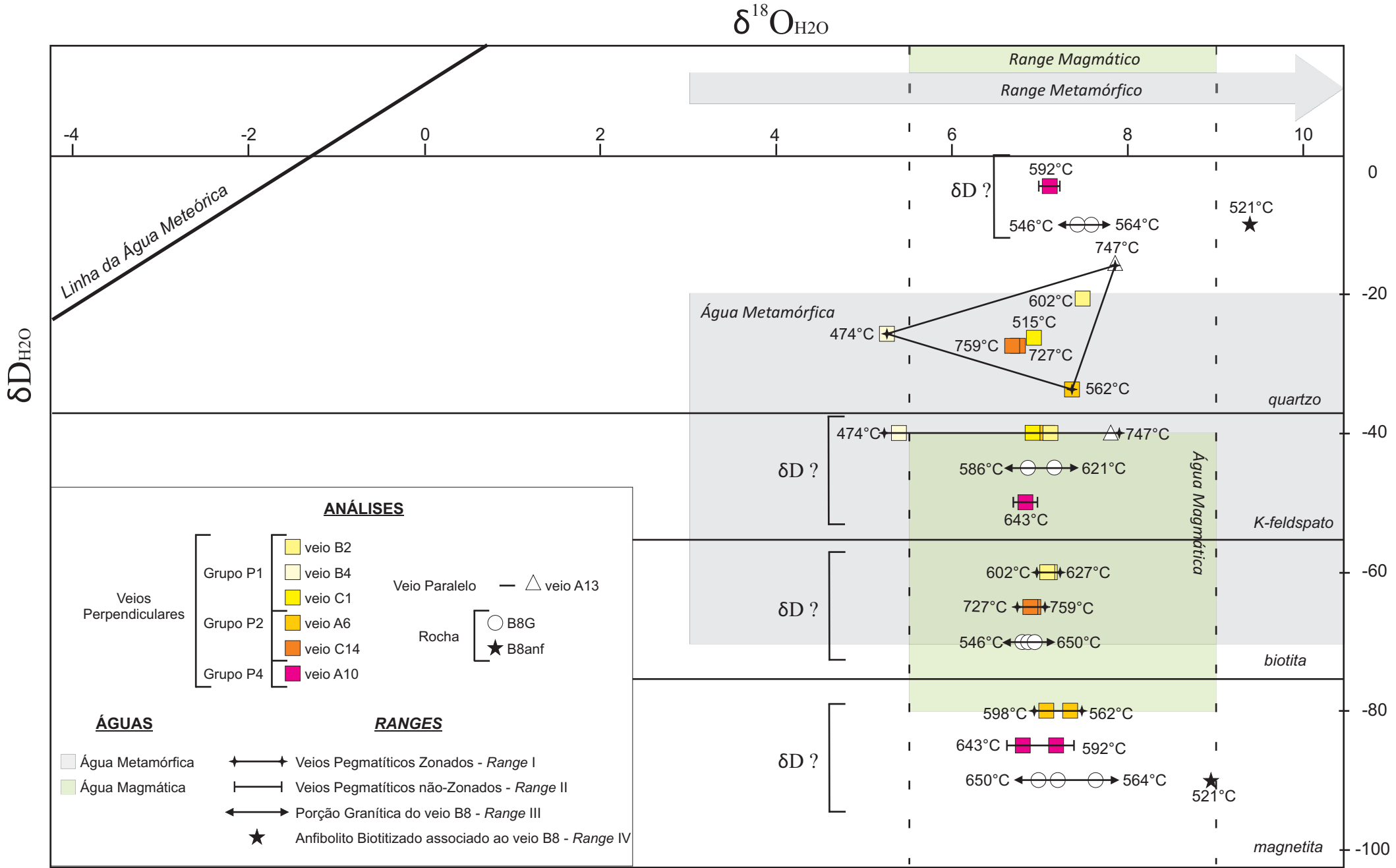
mostrados nesta figura são fictícios, apenas para que se possa individualizar as amostras visualmente em termos de variações de $\delta^{18}\text{O}$.

Na figura 10.20 se observam 4 *ranges* de valores, definidos com base em contexto dos veios ou rocha: (I) para minerais de veios pegmatíticos zonados, (II) para minerais de veio pegmatítico não zonado, (III) para minerais de porção granítica de pegmatito e (IV) em anfibolito associado ao veio pegmatítico B8.

No primeiro *range*, representado por amostras de veios dos grupos P1 (B2, B4 e C1), P2 (A6 e C14) e SP1 (A13), as amostras de quartzo e de K-feldspato apresentam uma relação direta de aumento de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ em equilíbrio com o mineral *versus* temperatura de cristalização. Tal padrão aumenta da esquerda para a direita do gráfico ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +5,2$ a $+8,3\text{‰}$; $T = 474$ a 759°C). Já os cristais de quartzo que foram analisados para $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} - \delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ do *range* (I) mostram disposição triangular para estes valores (fig. 10.20), com exceção dos cristais oriundos do veio C14.

O “erro” que ocorre com relação aos valores de temperatura e composição isotópica dos cristais oriundos do veio C14 pode ser explicado de diversas maneiras: reequilíbrio isotópico posterior a cristalização, desequilíbrio isotópico, fluido com origem diferente daquela dos demais veios desta assembleia de grupos, e miscibilidade com fluido externo durante a cristalização do pegmatito. Especificamente para este veio os valores encontrados sugerem interação com anfibolitos que ocorrem próximos ao local de coleta de quartzo e biotita para as análises. O bolsão pegmatítico de onde foram coletadas as amostras está incluso em um *boudin* anfibolítico, cuja borda, em contato com o pegmatito, encontra-se biotitizada. A interação e troca de fluidos entre o pegmatito e o anfibolito afetou a composição isotópica do fluido ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$), gerando minerais cuja composição isotópica e temperatura de cristalização diferem dos minerais dos demais corpos pegmatíticos da região. Tal fato pode explicar o porque aparecem amostras de quartzo deste veio (veio C14; $\delta^{18}\text{O} = 7,1$ e $7,3\text{‰}$; $T = 727^\circ\text{C}$ e 759°C) no interior da área triangular formada pelos demais valores de fluido ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$) de quartzo dos demais veios (B2, B4, C1, A6 e A13), numa posição em que o valor isotópico do fluido ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$) seria correspondente à temperatura em torno de 500°C , e não de 700°C . Essas amostras do veio C14 apresentam aumento de temperatura da direita para a esquerda, ou seja, com a diminuição do valor da composição isotópica do fluido ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$). Ao considerar o valor isotópico do quartzo ($\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz}}$) de cada uma das amostras, essa inversão é irrisória uma vez que a diferença numérica entre esses valores está dentro do erro ($\pm 0,3\text{‰}$).

Figura 10.20 - Temperatura e composição isotópica metamorfo-magmática dos fluidos ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ X $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$) formadores de minerais presentes nos veios pegmatíticos tardi-tectônicos dos grupos P1, P2, P4, Sp1, anfíbolito em contato com pegmatito e feição granítica de Ponta Negra



A pequena variação de temperatura obtida para biotita do veio B2 (602°C e 627°C) é irrisória, refletindo diferenças no fracionamento isotópico do par utilizado na geotermometria (quartzo e K-feldspato). Nos cristais de magnetita do veio A6 os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ tendem a aumentar inversamente em relação à temperatura, diferentemente do que ocorre para os outros minerais. A magnetita é o mineral menos enriquecido em ^{18}O devido à sua baixa complexidade cristalográfica (Criss, 1999), tendendo a concentrar ^{16}O durante a sua cristalização. Ambientes de temperatura mais alta possuem maior quantidade de oxigênio livre, assim os minerais com menor complexidade estrutural irão absorver mais ^{16}O do que os com maior complexidade cristalográfica. Já em ambiente de baixa temperatura, há menor quantidade de oxigênio livre, sendo assim empobrecido relativamente em ^{16}O , pois a maior parte destas moléculas já foi capturada durante a cristalização em temperatura mais elevada. Além disso, Taylor & Sheppard (1986) dizem que pela magnetita ser um mineral acessório, seus valores de $\delta^{18}\text{O}$ mudam sensivelmente em relação à temperatura, causando enriquecimento de ^{18}O no fundido. Com isso, quando o sistema que irá cristalizar a magnetita chega a uma temperatura menor, ele está enriquecido em ^{18}O , assim maior quantidade dessas moléculas será capturada pelo cristal em baixa temperatura do que por cristais formados em mais alta temperatura. No entanto, mesmo com o enriquecimento do ambiente em ^{18}O , cristais de quartzo, K-feldspato e biotita possuem menor concentração de ^{18}O em temperaturas mais baixas, não sendo afetados pelo enriquecimento relativo de ^{18}O no sistema. Outra hipótese para a inversão pontual da magnetita seria a relação entre diferença de temperatura e valência do íon de ferro. Com a diminuição da temperatura no sistema valência do Fe pode mudar fazendo com que ele capte mais facilmente ^{16}O na fase inicial, em mais alta temperatura, e ^{18}O na fase final, em mais baixa temperatura.

O segundo *range* (II) é representado apenas pelo veio A10, pertencente ao grupo P4 e diferindo do *range* I por apresentar valores de temperatura mais altos ($T = 592$ e 643°C) para os mesmos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$. A principal característica que difere este veio dos veios que formam o *range* (I) é o tamanho dos cristais. O veio A10, assim como os outros membros do grupo P4, não possuem núcleo, e seus cristais são de tamanho inferior aqueles dos pegmatitos dos grupos P1, P2 e SP1. Cristais de tamanhos diferentes podem apresentar comportamento isotópico diferente, devido a efeitos de difusão isotópica, uma vez que cristais menores possuem complexidade estrutural “menor” tendendo a concentrar mais as moléculas mais leves do que as mais pesadas. Assim como no *range* (I), o aumento da temperatura nas amostras de magnetita ocorre da direita para a esquerda, e no K-feldspato e no quartzo a temperatura é pontual por ter sido feita apenas uma análise destes minerais.

O terceiro *range* (III) é formado por análises feitas em parte granítica do pegmatito B8 associado ao veio pegmatítico B8. Nele o valor $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ correspondente à determinada temperatura de cristalização é superior ao valor de temperatura para a mesma composição isotópica presente no *range* dos pegmatitos zonados.

Isso deve ser causado pela amostra ter granulação média, sendo inferior à das amostras do *range* I. No entanto, a tendência de aumento de temperatura e valor isotópico ocorrendo da esquerda para a direita (Fig. 10.20), para análises de quartzo, K-feldspato e biotita, e aumento da temperatura da direita para a esquerda em análises de magnetita são similares aos comportamentos dos *ranges* I e II.

O quarto *range* (IV) de valores é representado por quartzo e magnetita do anfibolito biotitizado em contato com o pegmatito B8. O $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ em equilíbrio com estes minerais é mais enriquecido em isótopo pesado em relação aos outros *ranges*, plotando no limite do campo magmático-metamórfico (magnetita) e no campo metamórfico (quartzo), mesmo sem levarmos em conta os valores de δD . O valor de temperatura obtido nesta amostra (amostra B8G; T= 521°C) é, possivelmente, associado a metamorfismo de contato do pegmatito intrusivo no *boudin* anfibolítico. Os minerais desse par mineralógico são os que apresentam maior valor isotópico de fluido ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}_{\text{qtz}}} = +9,38\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}_{\text{mg}}} = +8,94\text{‰}$) e de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz}} = +11,4\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{mg}} = +1,3\text{‰}$), o que pode ser explicado pela interação entre o fluido pegmatítico e o anfibolito. Como os minerais mais abundantes nos pegmatitos da região são quartzo e K-feldspato, que são os minerais mais enriquecidos em ^{18}O , a interação de um fluido enriquecido nesse tipo de molécula com o anfibolito contaminou-o. Tal contaminação fez com que o fluido, que cristaliza a associação quartzo-magnetita, se enriquecesse em ^{18}O , e, conseqüentemente, os minerais ao serem recristalizados também tornaram-se enriquecidos em ^{18}O .

10.3.2 – ISÓTOPOS DE CARBONO

Trabalhos que analisem isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) oriundos de rochas ou materiais de composições félsicas são raros na literatura. O primeiro trabalho onde valores isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$) foram extraídos diretamente de inclusões fluidas de rochas ígneas foi realizado por Taylor *et al.* (1979).

Rubey (1951; in Fuex & Baker, 1973) dizem que o carbono presente em rochas ígneas pode se originar tanto a partir da degaseificação de material mantélico como de outras fontes primárias de carbono crustal (e.g. atmosfera primitiva ou alteração de outras rochas ígneas).

Taylor *et al.* (1979) analisaram pegmatitos dos principais distritos pegmatíticos (Ramona, Rincon, Mesa Grande e Pala) de San Diego (EUA) e individualizaram os valores obtidos a partir de inclusões fluidas em dois grupos (Fig. 10.21). O primeiro grupo, mais enriquecido em ^{13}C , possui valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -8,7 e -7,0‰, similares aos encontrados em rochas toleíticas da cadeia meso-oceânica Atlântica (Pineau *et al.*, 1976), aos de inclusões fluidas em depósitos magmáticos-hidrotermais (Rye & Sawkins, 1974; Rye & Ohmoto, 1974) e ainda aos valores obtidos em calcita de carbonatitos (Taylor *et al.*, 1966), ou seja, esses valores são considerados como de origem “juvenil”. Já o segundo grupo de pegmatitos analisados por Taylor *et al.* (1979) possui valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -15,6 e -10,0‰. Esses autores acreditam que o baixo valor de $\delta^{13}\text{C}$ é devido à troca isotópica de carbono com rochas encaixantes ígneas e metamórficas, as quais possuem valores de $\delta^{13}\text{C}$ típicos para carbono reduzido ($\delta^{13}\text{C} = -31$ a -23 ‰; Barker & Friedman, 1969; Hoefs, 2009). Taylor *et al.* (1979) acreditam que ocorre empobrecimento isotópico do carbono pesado em porções residuais de pegmatitos, *i.e.* pela perda de CO_2 enriquecido em ^{13}C para uma fase fluida exsolvida, o que é compatível com a aparente menor abundância de CO_2 nesse grupo. Esses autores ainda encontraram um valor de $\delta^{13}\text{C}$ mais enriquecido (-3,0‰) em um dique que teria efetuado trocas isotópicas moderadas de carbono com as rochas encaixantes.

Taylor & Friedrichsen (1983) estudaram pegmatíticos graníticos dos EUA e da Noruega, nos quais a maioria dos valores isotópicos ($\delta^{13}\text{C} = -7,1$ e $-6,1$ ‰) foram interpretados como “magmáticos” ou “juvenis”, como sugerido anteriormente por outros pesquisadores (*e.g.* Taylor *et al.*, 1966; Pineau *et al.*, 1976; Hoefs, 2009). Os valores mais enriquecidos encontrados, que chegam a $\delta^{13}\text{C} = -2,2$ ‰, sugerem contaminação da rocha por carbono de origem sedimentar (Fig. 10.21).

Taylor (1986) compila os dados de diversos autores e designa o intervalo $\delta^{13}\text{C} = -8$ a -5 ‰ como de origem magmática ou juvenil (Fig. 10.21). Tal *range* foi proposto baseado em investigação de carbonatitos e tem sido considerado como característico para os valores isotópicos de carbono na maioria dos magmas.

No entanto, segundo Fuex & Baker (1973) é difícil de se reconhecer valores confiáveis de $\delta^{13}\text{C}$ e do conteúdo inicial total de carbono em rochas ígneas, devido à probabilidade da perda de voláteis nestes materiais durante a sua colocação, principalmente em níveis rasos da crosta. Sendo assim a avaliação da composição isotópica de carbono primitivo da fonte a partir de rochas ígneas deve ser feita com cautela.

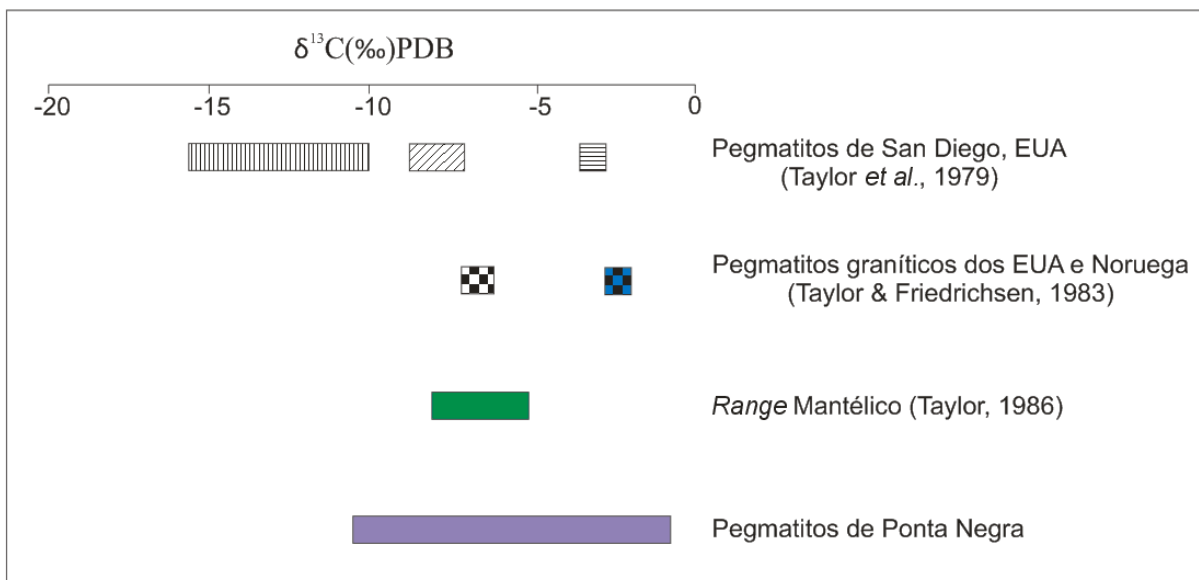


Figura 10.21: Valores de carbono da literatura e da área de estudo. Taylor *et al.* (1979): hachura vertical – troca isotópica com rochas metamórficas e ígneas; hachura diagonal – valores juvenis; hachura horizontal – troca isotópica moderada com a encaixante. Taylor & Friedrichsen (1983): xadrez preto e branco - valores juvenis; xadrez preto e azul – contaminação por carbono sedimentar. Taylor (1986): verde – *range* de carbono mantélico; Pegmatitos de Ponta Negra – lilás.

Pode-se agrupar os dados isotópicos de carbono obtidos a partir da análise de inclusões fluidas em quartzo de nove pegmatitos de Ponta Negra ($\delta^{13}\text{C} = -0,6$ a $-10,5\text{‰}$) de duas maneiras: em três grupos ou em dois grupos (Fig. 10.22).

Se os dados forem separados em três grupos, o primeiro grupo seria composto por 2 análises, cujos resultados são $\delta^{13}\text{C} = -10,5$ e $-9,5\text{‰}$. Esse valores seriam correspondentes à veios que sofreram maior troca isotópica com a rocha encaixante, como sugerido por Taylor *et al.* (1979) nos pegmatitos de San Diego, EUA ($\delta^{13}\text{C} = -15,6$ a $-10,0\text{‰}$). O segundo grupo englobaria três análises, cujos valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre $-7,4$ e $-4,9\text{‰}$ corresponderiam ao *range* de valores mantélicos segundo Taylor *et al.* (1979), Taylor & Friedrichsen (1983) e Taylor (1986). O último grupo englobaria quatro valores, num *range* que varia entre $-2,2$ e $-0,6\text{‰}$, interpretados como contaminação por carbono sedimentar, como sugerido por Taylor & Friedrichsen (1983). A segunda maneira de separar os valores de $\delta^{13}\text{C}$ seria englobar os valores entre $-10,5$ e $-4,9\text{‰}$ em um mesmo grupo, e denomina-lo como de origem mantélica. E o segundo grupo englobaria os valores entre $-2,2$ e $-0,6\text{‰}$, sendo correspondente à contaminação por material sedimentar.

O valor isotópico máximo para carbono até então encontrado em pegmatitos, foi $-3,0\text{‰}$, por Taylor *et al.* (1979), que explicou este valor como oriundo da moderada razão de troca isotópica do veio com a rocha encaixante. No caso dos pegmatitos de Ponta Negra pode-se apontar três hipóteses para os valores mais enriquecidos em $\delta^{13}\text{C}$.

A primeira hipótese é ter ocorrido moderada interação entre os veios e a rocha encaixante, gerando valores levemente mais enriquecidos em ^{13}C do que aquele apontado por Taylor *et al.* (1979). A segunda hipótese é ter ocorrido pouca troca isotópica com a rocha encaixante, fazendo com que o fluido ficasse mais enriquecido em ^{13}C . A terceira hipótese é ter ocorrido contaminação do material do fluido por material sedimentar oxidado. Apesar de na área ocorrer rochas calcissilicáticas relacionada ao paragnaisse, o qual ocorre em contato brusco com o ortognaisse encaixante do pegmatitos, esta não deve ser a fonte deste carbono, pois a calcissilicática está em contato apenas com o paragnaisse. Outra fonte sedimentar poderia ser o granito Cajú, apontado na química como superperaluminoso. Mas como os veio anatéticos, oriundos do ortognaisse, também são classificados como superperaluminosos, tal enriquecimento em carbono oxidado pode ser oriundo até mesmo do próprio ortognaisse.

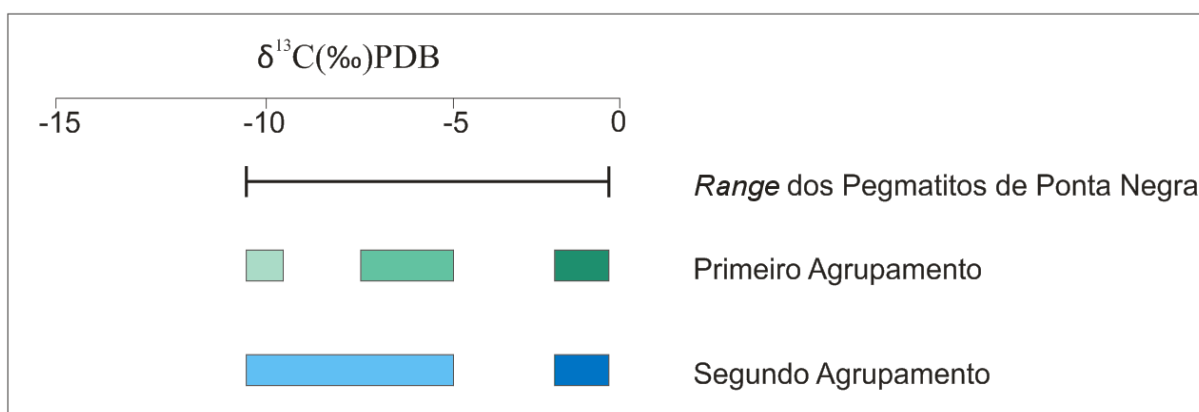


Figura 10.22: Agrupamentos sugeridos para os valores isotópicos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$). *Dégradé* de verde: verde mais claro – troca isotópica com encaixante; verde intermediário – origem mantélica; verde escuro – contaminação por carbono sedimentar. *Dégradé* de azul: azul claro - origem mantélica; azul escuro – contaminação por carbono sedimentar.

A figura 10.23 mostra a relação $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ das amostras analisadas separadas por grupos. Analisando apenas os veios perpendiculares à foliação (grupos P1, P2 e P5), observa-se relação diretamente proporcional entre a quantidade de carbono e de oxigênio: quanto menor o valor isotópico de oxigênio, menor o valor isotópico de carbono, ou seja, quanto mais enriquecida em ^{18}O o cristal, mais enriquecido em ^{13}C ela é, e quanto mais enriquecida em ^{16}O , mais enriquecida em ^{12}C . No entanto se considerarmos todos os veios, inclusive os subparalelos (grupo SP1), tal relação deixa de ocorrer.

Mas a maioria dos valores isotópicos de oxigênio são em torno de 9‰, com valores variáveis de isótopos de carbono. Assim, não haveria relação direta entre os valores isotópicos dos diferentes elementos, o que também ocorre nos veios sub-paralelos.

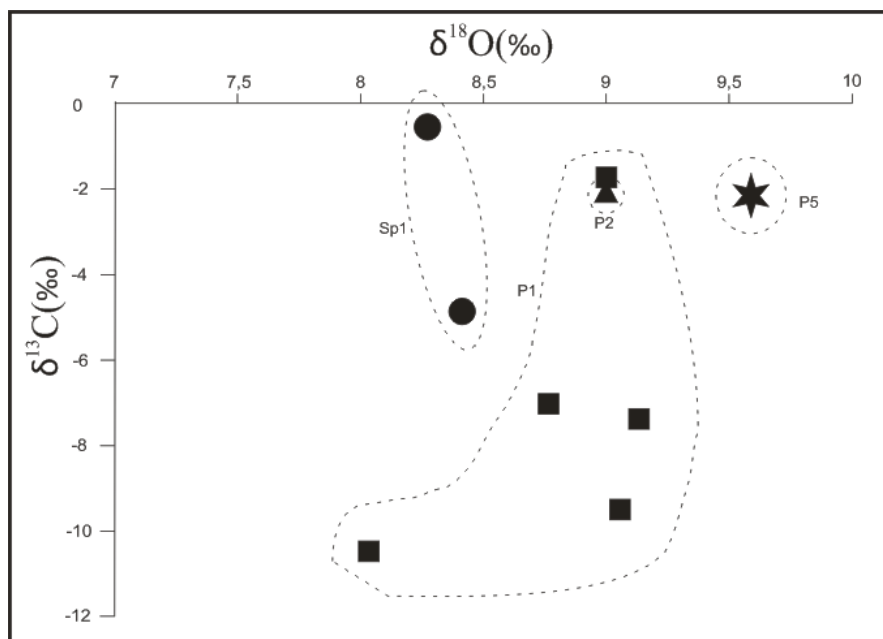


Figura 10.23: Relação entre os valores isotópicos de carbono e oxigênio ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) em inclusões fluidas presentes em cristais de quartzo. Círculo = grupo SP1; Quadrado = grupo P1; Triângulo = grupo P2; Estrela = grupo P5.

10.4 – A Origem dos Pegmatitos e seu Contexto Tectônico em Relação à Faixa Ribeira

Analisando em conjunto mineralogia, geoquímica, isótopos estáveis e observações em campo, pode-se discutir a origem dos veios pegmatíticos tardi-tectônicos de Ponta Negra.

Comparando os minerais identificados com as características de cada uma das classes pegmatíticas expostas no capítulo 4 (Tab. 5), a química e a mineralogia apontam que esses corpos podem pertencer a quatro classes: abissal, muscovita, muscovita-elemento raro, e elemento raro.

O enriquecimento dos veios tardi-tectônicos em U, Th, P e ETR é marcado pela presença da betafita, torita, torogomita, zircão e uraninita (Tab. 8) em quantidades maiores do que nos veios sin-tectônicos e no granito Cajú. Os veios sin-tectônicos são enriquecidos em ETR_L marcado pelo maior volume de apatita (Tab.8) do que nos demais corpos. O granito Cajú é enriquecido em Y e ETR_P marcado pela expressiva presença de monazita e xenotímio (Tab.8). Nota-se que os veios tardi-tectônicos, e em seguida o granito Cajú, são os mais enriquecidos nesses elementos do que os veios sin-tectônicos pela maior quantidade desses minerais no seu interior (Tab. 8). Sugere-se que ou o fundido que gerou essas duas rochas (veios tardi-tectônicos e granito Cajú) possuía condições químicas e físicas para permitir a cristalização desses elementos em fase mineral ou que as duas rochas são provenientes de fundido mais enriquecido nesses elementos incompatíveis. Neste caso, o granito reteve os ETR_P e os demais elementos, por serem mais incompatíveis, saíram do sistema de cristalização granítico e se alojaram na fase tardia de cristalização dos

veios pegmatíticos. Apesar dos veios sin-tectônicos também apresentarem minerais com essa química, a quantidade deles na rocha não é tão expressiva. Assim, a presença de ETR, U, Th e P são refentes às classes abissal, muscovita-elemento raro e elemento raro., de química compatível com pegmatitos da família NYF.

Outros minerais que ocorrem apenas nos veios tardi-tectônicos e no granito Cajú são rutilo e magnésio-ferrita. O rutilo possui teores de Ta e Nb variáveis (Tab. 11), sendo enriquecido em Nb e outros óxidos quando presente em veio tardi-tectônico, e enriquecido em Ta quando presente no granito Cajú. Na tabela 11 é possível observar a presença de outros elementos na estrutura do rutilo existente no veio A5 que poderiam ressaltar a fase tardia destes corpos, como o Y e o Sc. Ainda no veio A5 há inclusão de ferro-columbita no rutilo. Outro elemento anômalo presente na estrutura desse mineral é o Zr que foi identificado no cristal de rutilo do veio B8. De fato o veio B8 é o corpo que possui maior quantidade de zircão (Tab. 8), assim o elemento Zr também foi capturado pela estrutura cristalina do rutilo. A expressiva presença de Ta e Nb, e ainda a presença de ferro-columbita apontam química compatível com pegmatitos do tipo muscovita-elemento raro e elemento raro, pertencendo à família petrogenética LCT.

Até o presente momento não existe na literatura a ocorrência de magnésio-ferrita em rochas félsicas graníticas, sendo este um mineral oriundo do manto. A ocorrência desse mineral, em maior expressão, nos veios tardi-tectônicos e no granito Cajú sugerem contaminação mantélica nos mesmos. A atividade mantélica, ressaltada pela presença de Cr, marcada nas duas rochas pode indicar que ou elas são oriundas da mesma fonte que foi contaminada pelo manto de maneira tal que inclusive a fase final de cristalização do magma ácido (pegmatitos) ainda teve participação desse material, ou pode indicar ainda que os pegmatitos e o granito são oriundo de fontes diferentes, mas que foram afetadas por essa atividade. Tal atividade pode ser referente à época de subducção e colisão de placas no momento de amalgamação do Domínio Tectônico do Cabo Frio no Orógeno Ribeira, corroborando com a proposição de Schmitt *et al.* (2011) de existir sutura tectônica na região de contato entre o embasamento paleoproterozoico e as supracrustais da Sucessão Palmital.

A presença de sulfetos, principalmente calcopirita, galena e molibdenita, principalmente em veio tardi-tectônico (P3; Tab. 7) pode indicar origem estritamente ígnea desse veio e talvez dos demais que compõem o grupo P3. Também ocorrem sulfetos nos veios sin-tectônicos e em maior quantidade do que nos veios tardi-tectônicos e no granito Cajú. A pouca quantidade de sulfetos nos veios tardi-tectônicos pode indicar que se a fonte dos corpos sin e tardi-tectônicos é a mesma, a condição óxi-redox de cristalização dos veios tardi-tectônicos é diferente, não permitindo a cristalização desses minerais, ou que a fonte os dois tipos de veio é distinta. A presença de Fe pode indicar pegmatito do tipo muscovita.

A geoquímica de rocha apontou que os veios tardi-tectônicos, sin-tectônicos e o granito Cajú possuem assinatura geoquímica cálcio-alcálica de alto K, fortemente peraluminosa ($Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O) > 1,1$), originados em ambiente do tipo intraplaca. Os veios sin-tectônicos podem ser oriundos de fusão de fontes distintas por apresentarem taxa CaO/Na_2O superior a 0,3 e enriquecimento em Ba e Sr (Tabs. 14 e 15; Figs. 10.7 e 10.8), enquanto os veios tardi-tectônicos e o granito Cajú podem ser oriundos de fusão pelítica por apresentarem taxa CaO/Na_2O inferior a 0,3 e enriquecimento em Rb (Tab. 14 e 15; Figs. 10.7 e 10.8).

A geoquímica mineral de cristais de K-feldspato presentes em veios tardi-tectônicos de todos os grupos analisados (P1, P2, P5 e SP1) não apresenta diferenciação entre os grupos e sim entre cristais. Alguns são mais enriquecidos em Rb (veios A5 e C1; Tabs. 16 e 17; Figs. 10.12 e 10.13), e outros em Ba e Sr (A20, B4, B7, B11; Tabs. 16 e 17; Figs. 10.12 e 10.13). Rochas mais diferenciadas enriquecem-se em Rb, assim os veios A5 e C1 poderiam ser os mais diferenciados dentre os tardi-tectônicos, enquanto os veios A20, B4, B7 e B11 poderiam ter sido formados em estágio inicial de cristalização. De fato o veio A5 apresenta em sua mineralogia espessartita, rutilo e ferro-columbita (Tab. 7), o que poderia indicar estágio final de diferenciação de pegmatitos do tipo LCT que poderia ter sido gerado pela diferenciação final de um pegmatito da família NYF. Já o pegmatito C1, por estar no contato entre o ortognaisse e o paragnaisse poderia sofrer algum tipo de influência das duas rochas encaixantes e apresentar diferença na composição química.

A colisão do Domínio Tectônico do Cabo Frio com os terrenos da Faixa Ribeira ocorreu entre 525 e 480 Ma (Schmitt *et al.*, 2004). Esses autores dataram veios sin-tectônicos obtendo idade de 520 Ma (U/Pb em zircão) e veio tardi-tectônico em Ponta Negra (denominado nesta dissertação como veio A5) obtendo idade de 440 Ma (U/Pb zircão). A diferença de 80 Ma entre o fim documentado da colisão e a cristalização deste veio tardi-tectônico poderia indicar que a Orogenia Búzios foi um evento colisional mais longo do que a literatura até então mostra.

A temperatura máxima de pico metamórfico do Domínio Tectônico do Cabo Frio foi 900°C na borda leste na região de Búzios, e a temperatura mínima foi 780°C na borda oeste (Ponta Negra). Em Ponta Negra, Schmitt *et al.* (2004) dataram zircão metamórfico a 850°C com idade de 510 Ma e monazita a 700°C com idade de 490 Ma. Considerando que a região resfriou 150°C em 20 Ma, no momento da intrusão dos veios tardi-tectônicos, a encaixante deveria estar a uma temperatura de cerca de 330°C. Ou seja, num ambiente de gradiente geotérmico normal, o orógeno estando entre 300°C e 450°C indicaria profundidade entre 10 e 15 km, estando num ambiente dúctil-rúptil. A evidência de um componente dúctil pode ser observada pelo arraste da foliação próximo ao veio B11. Todavia a componente rúptil é muito mais atuante ressaltada pelo encaixe dos veios tardi-tectônicos em um sistema de

fraturas aparentemente paralelas ao sigma 1 (esforço principal). Neste caso, o campo de esforços predominante no momento das intrusões seria de direção E-W.

Esses esforços ainda podem ter gerado aberturas paralelas à foliação dos gnaisses, localmente, paralela ao sigma 3, permitindo com que apófises saíssem dos veios, que intrudiram as fraturas perpendiculares à foliação, gerando veios paralelos à foliação. Em campo é possível ver que muitos dos veios pertencentes ao grupo SP1, paralelos à foliação, são conectados aos veios do grupo P1 (e.g. veio A13 ligado ao veio A14). Desse modo pode-se dizer que ao em vez de agrupar-se os pegmatitos presentes em Ponta Negra em 07 grupos, poderia-se agrupar em 06, sendo um sin-tectônico, de composição monzogranítica (Fig. 5.11), deformado, paralelo à foliação e contemporâneo ao evento termo-deformacional da região, e outros 05 tardi-tectônicos, de composição sienogranítica, perpendicular à foliação e referente ao período pós-colisional da Orogenia Búzios.

Os pegmatitos tardi-tectônicos de Ponta Negra cristalizaram em temperatura entre 759°C e 474°C, apresentando assinatura isotópica de oxigênio essencialmente magmática, mas com participação de fluido metamórfico ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +5,4$ a $+7,8\text{‰}$) e assinatura isotópica de hidrogênio metamórfica ($\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -33,7$ a $-15,7\text{‰}$). Os veios que possuem núcleos mais desenvolvidos apresentam um *trend* que relaciona os valores de composição isotópica com temperaturas de cristalização, onde quanto mais enriquecido em ^{18}O é o cristal de K-feldspato, biotita e quartzo, maior é a sua temperatura de cristalização, podendo indicar retenção de ^{18}O no sistema num momento de cristalização em alta temperatura.

No entanto, os cristais do veio C14 são anômalos, apresentando alta temperatura de cristalização, mas baixa composição isotópica, podendo indicar ou perda de ^{18}O para a encaixante anfibolítica ou enriquecimento de ^{16}O pela interação com a encaixante. Mas o fluido que recristalizou os minerais do anfibolito em contato com o veio pegmatítico B8 possui a maior assinatura isotópica de oxigênio encontrada ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +9,4\text{‰}$), podendo indicar que o fluido já era enriquecido em ^{18}O ou que a troca isotópica com a rocha encaixante o enriqueceu nesse isótopo mais pesado. Apesar de serem os mesmo materiais a estarem sofrendo troca isotópica (pegmatito e anfibolito), estes apresentam assinaturas isotópicas e temperatura de cristalização diferentes. Um dos motivos pode ser a dimensão do corpo anfibolítico a interagir com o veio pegmatítico. Enquanto o anfibolito analisado no veio B8 é um xenólito de cerca de 15 cm de comprimento, o anfibolito em contato com o corpo C14 tem dimensões métricas. Com isso no veio C14 pode-se ter tido maior taxa de troca isotópica e de maneira rápida, empobrecendo o fluido cristalizador do pegmatito C14 mas ainda permitindo que ele cristalizasse em temperatura elevada (727°C a 759°C). Talvez essa temperatura seja próxima à temperatura de intrusão do fluido. Já no caso do anfibolito biotitizado a taxa de troca isotópica deve ter sido menor, devido ao tamanho do corpo

anfíbólico, e talvez também gradual fazendo o embasamento, que estava a 360°C, aumentar sua temperatura para 521°C.

O veio que não possui núcleo, apresentando dimensões de cristais inferiores aos dos grupos P1 e P2, não possui composição isotópica ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +6,8 \text{ A } +7,2\text{‰}$) e temperatura (592°C a 643°C) que se encaixe no *trend* estabelecido pelos veios desses grupos que possuem núcleo. A composição isotópica de cristais que cristalizaram entre 592°C e 643°C é mais enriquecida em ^{16}O do que cristais presentes em veios com núcleo que cristalizaram nessa mesma faixa de temperatura. Isso pode ser devido à granulação ser menor e reter menor quantidade de ^{18}O ou por ter ocorrido maior taxa de troca isotópica com a rocha encaixante.

A magnetita é o único mineral que marca inversão quanto ao *trend* composição isotópica vs. temperatura de cristalização, apresentando maior temperatura de cristalização em cristais com menor enriquecimento em ^{18}O . As razões para isso já foram apresentadas no item 10.3.1 onde ambientes de baixa temperatura seriam enriquecidos em ^{18}O , gerando cristais de assinatura isotópica mais enriquecida em ^{18}O .

E os valores dos isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) presentes em inclusões fluidas em quartzo de veios tardi-tectônicos variam entre -10,5 e -0,6‰. Baseando-se na literatura, os valores entre -10,5 e -4,9‰ podem indicar valores mantélicos corroborando com a presença de mineral mantélico (magnésio-ferrita) nos corpos pegmatíticos tardi-tectônicos e no granito Cajú. E os valores inferiores, entre -2,4 e -0,6‰ apontam contaminação sedimentar, cuja fonte na área poderia ser explicada por rochas calcissilicáticas e paragneisses da Sucessão Palmital em contato com os ortogneisses.

11 – CONCLUSÕES

Os veios pegmatíticos fortemente peraluminosos de Ponta Negra dividem-se em sin- e tardi-tectônicos distinguidos em 06 grupos através de características estruturais, químicas, mineralógicas e granulométricas.

Os veios sin-tectônicos constituem apenas um grupo, são pouco diferenciados quimicamente, por serem enriquecidos em Sr e Ba, possuindo assinatura geoquímica que apontam fontes diversas, e estão dispostos paralelamente à foliação geral da área com mergulho mediano para SW, apresentando dobras intrafoliais com lineação mineral *down-dip*.

Os veios tardi-tectônicos são separados em 05 grupos baseando-se na granulação dos cristais e também na complexidade do corpo. Existem 2 grupos zonados que apresentam veios com bordas de diferentes granulações e uma ou mais nucleações de quartzo, K-feldspato, magnetita e biotita; e outros 3 grupos não zonados que possuem corpo de granulação homogênea fina ou grossa e podem apresentar borda de granulação diferente daquela no interior do pegmatito. Os corpos tardi-tectônicos estão dispostos perpendicularmente à foliação, principalmente em strike E-W e subordinadamente NW-SE, são fortemente peraluminosos, apresentam assinatura geoquímica que indica fonte pelítica, sendo mais diferenciados, marcado pelo enriquecimento em Rb, e apresentam extensa mineralogia em grãos (allanita, anfibólio, apatita, barita, betafita, bismita, bornita, calcopirita, coffinita, diopsídio, epidoto, esfalerita, espessartita, ferro-columbita, galena, ilmenita, limonita, magnésio-ferrita, molibdenita, monazita, pirita, rutilo, titanita, torianita, torita, torogomita, uraninita, xenotímio e zircão). A assinatura geoquímica dos cristais de K-feldspato desses veios aponta mais elevado estágio de diferenciação em alguns veios (A5 e C1) e estágio mais inicial em outros (A20, B4, B7 e B11).

Os veios tardi-tectônicos intrudiram o embasamento há 440 Ma (*cf. Schmitt et al., 2004*), quando este estava a aproximadamente 360°C, entre 10 e 15 km de profundidade, em um nível crustal onde as rochas apresentam uma reologia dúctil-rúptil, com esforços tectônicos ainda presentes de direção E-W. Tais esforços tectônicos criaram fraturas paralelas ao sigma 1, onde se encaixam os pegmatitos, e subordinadamente outras paralelas ao sigma 3, onde se encaixam as apófises dos veios perpendiculares à foliação.

Os veios pegmatíticos cristalizaram-se entre 474°C e 759°C, sendo a composição isotópica dos fluidos que o geraram de origem metamórfico-magmáticos ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +5,2$ a $+9,4\text{‰}$; $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -33,7$ a $-15,7\text{‰}$). Quando em contato com os ortoanfibolitos presentes no embasamento, esses fluidos ocasionaram metamorfismo de contato a 521°C nas bordas da rocha máfica, tornando-a rica em biotita e quartzo. Nos pegmatitos zonados da região de

Ponta Negra que possuem grandes cristais de quartzo, K-feldspato e biotita em seu interior, quanto maior é a temperatura de cristalização desses cristais analisados, maior é a concentração de ^{18}O no cristal. Variações de composição isotópica são devido à granulação dos cristais do veio analisado, e também devido à interação e consequente troca isotópica com diferentes tipos de rocha encaixante (ortognaisse e ortoanfíbólito).

Isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C} = -10,5$ a $-0,6\%$) apontam influência mantélica e contaminação sedimentar durante a formação dos veios. A influência mantélica na área também é apontada pela existência do mineral magnésio-ferrita enriquecido em Cr, típico do manto, nos veios tardi-tectônicos analisados e no granito Cajú.

Os veios tardi-tectônicos apresentam química mineral compatível tanto com as famílias petrogenéticas LCT quanto NYF, química de rocha compatível com a família LCT, e mineralogia compatível com os tipos abissal, muscovita, muscovita-elemento raro e elemento-raro. Por tanto, os veios pegmatíticos tardi-tectônicos presentes em Ponta Negra pertencem à família LCT + NYF, com predominância de assinatura NYF, e são do tipo muscovita – elemento-raro subclasse ETR.

Os 05 grupos pegmatíticos tardi-tectônicos são oriundos de uma mesma fonte, intrudiram ao mesmo tempo, mas cristalizaram de maneiras diferentes, gerando corpos zonados e não-zonados, com granulação variável.

Tanto os veios tardi-tectônicos quanto o granito Cajú são fortemente peraluminosos, enriquecidos em Ba, têm forte presença de U, Th, P e ETR, possuem minerais traçadores em comum (e.g. rutilo, monazita e xenotímio) dentre eles um mineral mantélico até então não conhecido em rochas félsicas ácidas (magnésio-ferrita), ou seja, apresentam similaridades químicas e mineralógicas. Tais similaridades indicam que o granito Cajú é a mais provável fonte dos pegmatitos tardi-tectônicos de Ponta Negra, onde os pegmatitos seriam a fase mais diferenciada do magma sendo mais enriquecidos em U, Th, P e ETR do que o granito Cajú.

O fluxograma presente na figura 11.1 reúne as conclusões desta dissertação.

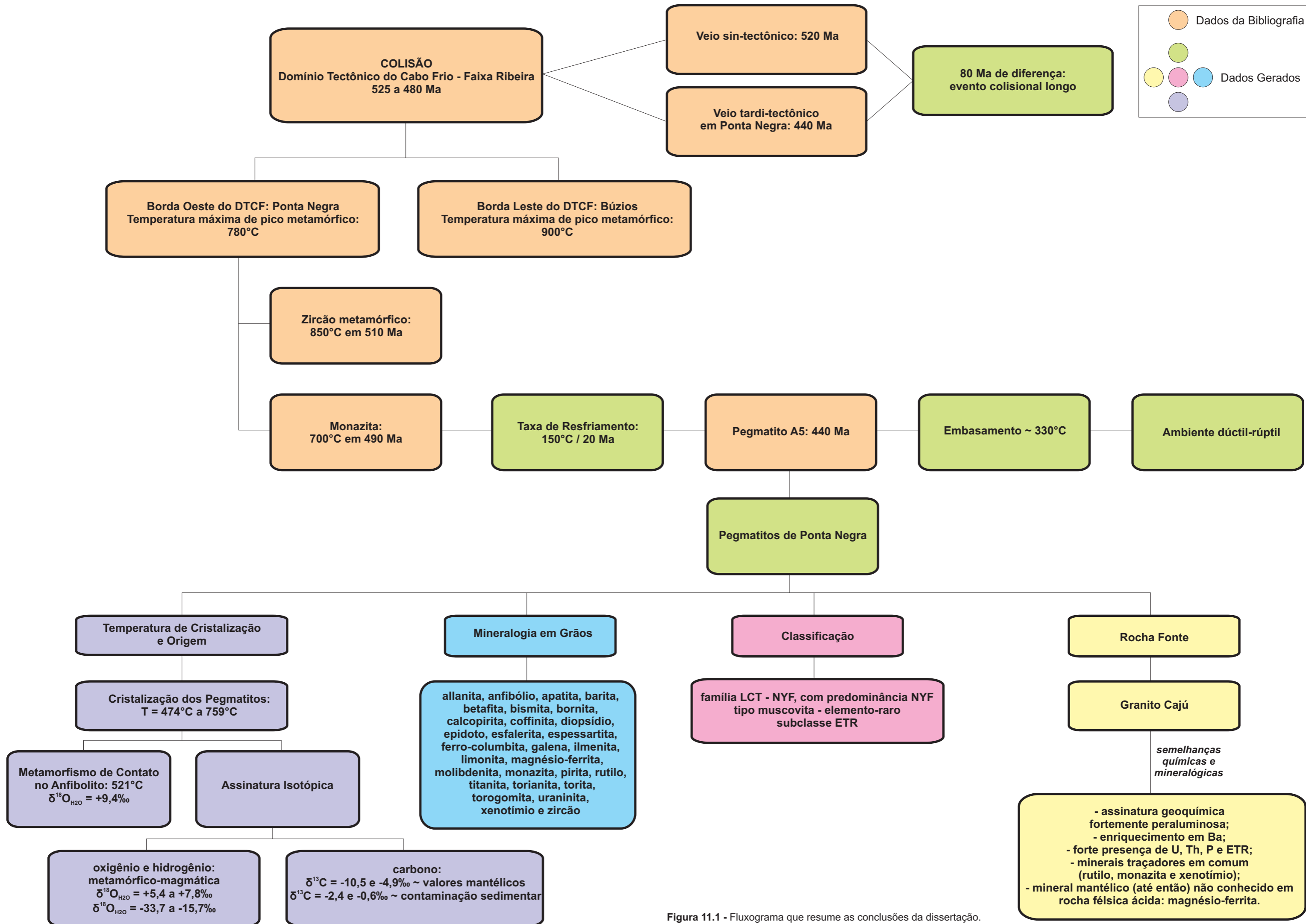


Figura 11.1 - Fluxograma que resume as conclusões da dissertação.

12 – SUGESTÕES PARA A CONTINUAÇÃO DO ESTUDO

Similaridades químicas e mineralógicas apontam que o granito Cajú é a provável fonte dos pegmatitos tardi-tectônicos presentes em Ponta Negra. A continuação do estudo de comparação entre esses dois tipos de corpos é essencial para confirmar essa hipótese, sendo necessária datação do granito Cajú para correlaciona-lo temporalmente aos pegmatitos.

A nova ocorrência de magnésio-ferrita e a ocorrência de betafita com alto teor de U, Th, P e ETR devem ser investigadas mais detalhadamente através de microsonda, com o intuito de entender melhor a ocorrência de um mineral mantélico em rochas félsicas, e a elevada quantidade daqueles elementos na região.

A análise de cristais de quartzo dos veios tardi-tectônicos através das inclusões fluidas presentes neles irá confirmar e/ou reduzir incertzas com relação às temperaturas de cristalização encontradas por isótopos estáveis.

As mesmas ferramentas aplicadas nesta dissertação, e as sugeridas acima, devem ser aplicadas nos demais corpos pegmatíticos tardi-tectônicos do Domínio Tectônico do Cabo Frio para avaliar a contemporaneidade em relação aos presentes em Ponta Negra, e a condição de formação dos corpos.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

ALMEIDA, F.F.M. de. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, v.241, p.1-36, 1967.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. The Upper Precambrian of South America. **Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo**, v.7, p.45-80, 1976.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: VIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, Campina Grande/ PB. 1977. 12p.

BARKER, F. & FRIEDMAN, I. Carbon Isotopes in Pelites of the Precambrian Uncompahgre Formation, Needle Mountains, Colorado. **The Geological Society of America**. v.90, n.7, p.1403-1408, 1969.

BEURLEN, H., SILVA, M.R.R., THOMAS, R., SOARES, D.R., OLIVIER, P. Nb-Ta-(Ti-Sn) oxide mineral chemistry as tracer of rareelement granitic pegmatite fractionation in the Borborema Province, Northeastern Brazil. **Mineralium Deposita**, v.43, p.207-228, 2008.

BOTTINGA, & JAVOY, M. Comments on oxygen isotope geochemistry. **Earth Planet Science and Letters**. v.20, p. 250-265, 1973.

BOTTINGA, & JAVOY, M. Oxygen isotope partitionation among the minerals in igneous and metamorphic rocks. **Revision Geophysics and Space Physics**. v.13, p. 401-418. 1975.

BOUSEILY, A.M. & SOKKARY, A.A. The relation between Rb, Ba, and Sr in granitic rocks. **Chemical Geology**. v.16, p.207-219, 1975.

BRANCO, P.M. **Dicionário de Mineralogia e Gemologia**. Oficina de Textos, São Paulo. 2008. 608 p.

BUCHER, K. & FREY, M. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. Springer, Berlin. 1994. 318 p.

CERNÝ, P. Mineralogy of Rubidium and Cesium. **MAC Short Course Handbook**, v.8, p.149-161, 1982.

CERNÝ, P. Rare-earth element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. **Geoscience Canada**, v.18, p.49-67, 1991.

CERNÝ, P. & ERCIT, T.S. 2005 The Classification of Granitic Pegmatites Revisited. **The Canadian Mineralogist**. v.43, p.2005-2026, 2005.

ČERNÝ, P.; MEINTZER, R.E.; ANDERSON, A.J. Extreme fractionation of rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. **Canadian Mineralogist**. v.23, p.381–421, 1985.

CLAYTON, R.N.; O'NEIL, J.R.; MAYEDA, T.K. Oxygen isotope exchange between quartz and water. **Journal of Geophysical Research**. v.77, p.3057-3067, 1972.

CHIBA, H.; CHACKO, T.; CLAYTON, R.N.; GOLDSMITH, J.R. Oxygen isotope fractionations involving diopside, forsterite, magnetite, and calcite: Applications to geothermometry. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. v.53, p.2985-2995, 1989.

COLE, D.R.; HORITA, J.; ENIAMIN, V.; POLYAKOV, V.B.; VALLEY, J.W.; SPICUZZA, M.J.; COFFEY, D.W. An experimental and theoretical determination of oxygen isotope fractionation in the system magnetite-H₂O from 300 to 800°C. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. v. 68, p.3569-3585, 2004.

COX, K.G.; BELL, J.D.; PUNKHURST, R.J. **The interpretation of igneous rocks**. London: George Allen & Unwin Publishers, 1979. 450 p.

CRISS, R.E. **Principles of Stable Isotope Distribution**. New York: Oxford University Press, 1999. 254p.

DANA, J. D. **Manual de Mineralogia**. Rio de Janeiro, Livros Técnicos e Científicos. 1978. 642p.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. **An introduction to the rock-forming minerals**. Longman Group Ltd., Londres. 1966. 528p.

DE LIZ, J.D.; LIMA, E.F.; NARDI, L.V.S.; HARTMANN, L.A.; SOMMER, C.A.; GONÇALVES, C.R.H. Aspectos Petrográficos e Composicionais do Sistema Multi-intrusivo da Associação Shoshonítica Lavras do Sul (RS) e seu Potencial para Mineralizações de Ouro e Sulfetos. **Revista Brasileira de Geociências**. v.34(4), p.539-552, 2004.

DOWTY, E. Crystal growth and nucleation theory and the numerical simulation of igneous crystallization. R.B. Hargraves (Ed.), **Physics of Magmatic Processes**, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, p.419–485, 1980.

FERRARI, A.L.; BRENNER, T.L.; DALCOLMO, M.T.; NUNES, H.R.C. O Pré-Cambriano das Folhas Itaboraí, Maricá, Saquarema e Baía de Guanabara. In: 32° CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Salvador/BA. 1982. v.1, p.103-114.

FONSECA, M.J.G. **Pegmatitos da parte centro-leste do Estado do Rio de Janeiro e seu contexto tectônico**. 2003. 231p. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

FUEX, A.N. & BAKER, D.R. Stable carbon isotopes in selected granites, mafic, and ultramafic igneous rocks. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. v.37, p.2509-2521, 1973.

GUILBERT, J.M. & PARK JR, C.F. **The Geology of Ore Deposits**. W.H. Freeman and Company / New York. 1986. 985p.

HASUI, Y. A grande colisão Pré-Cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Revista de Geociências da Universidade Estadual de São Paulo**, São Paulo, v.29, n.2, p.141-169, 2010.

HEILBRON, M.; CHRISPIM, S.J.; ALVES, R.P.; SIMÕES, L.S.A. Geologia do Cabo dos Búzios (Estado do Rio de Janeiro). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.54, n.3, p.553-562, 1982.

HEILBRON, M. & MACHADO, N. Geocronologia U/PB do Terreno Oriental: implicações para a colagem Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira. In: 41° CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, João Pessoa/PB. 2002. p.311.

HEILBRON, M. & MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic - Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). **Precambrian Research**, v.125, p.87–112, 2003.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; NETO, M.C.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO NETO, V., BARTORELLI, A., DAL RÉ CARNEIRO, C., BRITO-NEVES, B.B. (eds.) **Geologia do Continente Sul-Americano:**

evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Editora Beca, 2004. p.203-236.

HOEFS, J. **Stable Isotope Geochemistry.** 6th Edition, Springer. 2009. 285p.

HOGARTH, D.D. Classification and nomenclature of the pyrochlore group. **American Mineralogist.** v.62, p. 403-410, 1977.

HUGHES, R.W. **Corundum,** Butterworth's Gem Books, Northants, UK, Butterworth-Heinemann, 1990. 314p.

IRVINE, I.N. & BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanics rocks. **Canadian Journal Earth Science.** v. 8, p.523-548, 1971.

JOPLIN, C.A. The Problem of the Potash-rich Basaltic Rocks. **Mineralogical Magazine.** v. 34, p.266-275, 1965.

KRAUSKOPF, C.B. **Introdução à Geoquímica II.** Editora USP. 1972. 311p.

LE FORT, P.; CUNEY, M.; DENIEL, C.; FRANCE-LANORD, C.; SHEPPARD, S.M.F.; UPRETI, B.N.; VIDAL, P. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. **Tectonophysics.** v.134, p.39–57, 1987.

LE MAITRE, R.W. **Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks.** Cambridge University Press. 2002. 236p.

LIMA E.F. **Petroquímica e prospecção litogeoquímica da área da Merita, região de Volta de Grande, Lavras do Sul, RS.** CPG-UFRGS, Dissertação de mestrado. 1985. 187p.

LOFGREN, G.E. An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. **American Journal of Science.** v.274, p.243–273, 1974.

LOFGREN, G.E. Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. R.B. Hargraves (Ed.), **Physics of Magmatic Processes,** Princeton University Press, Princeton, New Jersey, p.487–551, 1980.

LONDON, D. Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. **Lithos**, v.80, p.281– 303, 2005.

LONDON, D. **Pegmatites**. Geological Association of Canada Special Publication 10. 2008. 347p.

LONDON, D.; MORGAN VI, G.B.; HERVIG, R.L. Vapor-undersaturated experiments in the system macusanite–H₂O at 200 MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. **Contributions to Mineralogy and Petrology**. v.102, p.1–17, 1989.

MANIAR, P. D. & PICCOLI, P. M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society of America Bulletin**. v.101, p.635-643, 1989.

MASON, B.H. **Principles of Geochemistry**. Ed. John Wiley & Sons. 3rd Edition. 1966. 329p.

MENEZES, S.O. Principais Pegmatitos do estado do Rio de Janeiro. In: MME/DNPM/CVRD (eds.) **Principais Depósitos Minerais do Brasil**. 1986. v.IVB, p.405-414.

MORAES, J.M. **Geologia do granito Silva Jardim (RJ). Implicações na evolução tectônica dos terrenos Oriental e Cabo Frio**. 2009. 65p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O'DONOGHUE, M. **Quartz**. Butterworths, Great Britain. 1987. 110p.

OKRUSCH, M., HOCK, R., SCHÜSSLER, U., BRUMMER, A., BAIER, M., THEISINGER, H.. Intergrown niobian rutile phases with Sc- and W-rich ferrocolumbite: An electron-microprobe and Rietveld study. **American Mineralogist**. v.88, p.986–995, 2003.

O'NEIL, J.R. & TAYLOR, H.P. JR. The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. **American Mineralogist**. v. 52, p.1414-1437, 1967.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, n. 4, p.956-83, 1984.

PETIT, J. P. Criteria for sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. **Journal of Structural Geology**. v.9 (5/6), p.597-608, 1987.

PECCERILLO, R. & TAYLOR, S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu área, northern Turkey. **Contributions to Mineralogy and Petrology**. v.58, p.63-81, 1976.

PINEAU, F.; JAVOY, M.; BOTTINGA, Y. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of rocks and inclusions in popping rocks of the Mid-Atlantic Ridge and their bearing on the problem of isotopic composition of deep-seated carbon. **Earth and Planetary Science Letters**. v. 29(2), p.413–421, 1976.

RANKAMA, K. & SAHAMA, G. **Geochemistry**. Ed. The University of Chicago Press. 1950. 912p.

REIS, A. P.; NUNES, H.H.R.; CHIAVEGATTO, J.R.S.; LIMA, P.R.A.; ROCHA, R.L.S. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. **Geologia e Recursos Minerais das Folhas de Cabo Frio e Farol do Cabo**. Niterói. DRM. 1980.

RIBEIRO, R. **Estudo geológico e geoquímico preliminar do granito Silva Jardim, Rio de Janeiro**. 2006. 45p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

RICHARDSON S.M. & MCSWEEN, JR, H.Y. Using Stable Isotopes. **Geochemistry: pathways and process**. p.208 – 235. 1989.

ROCHA, F.P. **Mapeamento Geológico da Região de Maricá, Estado do Rio de Janeiro**. 2002. 90p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

ROLLINSON, H. 1992. Using Major Element Data. In: **Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation**. 1992. cap. 03, p.48-101.

ROLLINSON, H. 1992. Using Trace Element Data. In: **Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation**. 1992. cap. 04, p.102-170.

ROLLINSON, H. 1992. Using Major Element Data. In: **Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation**. 1992. cap. 05, p.171-214.

ROLLINSON, H. 1992. Using Major Element Data. In: **Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation**. 1992. cap. 07, p.266-315.

RYE, R.O. & OHMOTO, H. Sulfur and Carbon Isotopes and Ore Genesis: A Review. **Economic Geology**. v.69, p.826-842, 1974.

RYE, R. O. & SAWKINS, F. J. Fluid inclusion and stable isotope studies on the Casapalca Ag-Pb-Zn-Cu deposit, central Andes, Peru. **Economic Geology**. v. 69, p.181-205, 1974.

SALEH, G.M. Uranium mineralization in the muscovite- rich granites of the Shalatian region, Southeastern Desert, Egypt. **Chinese Journal of Geochemistry**. v.25, n.1, p.1-15, 2006.

SCHMITT, R.S. **A Orogenia Búzios – um evento tectono-metamórfico cambro-ordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira – sudeste do Brasil**. 2001. 273p. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

SCHMITT, R.S.; PIMENTEL, M.M.; VAN SCHMUS, W.R.; TROUW, R.A.J.; ARMSTRONG, R.A. Marine Sedimentation Related to the Latest Stages of Gondwana Assembly in the Ribeira Belt: New U/Pb Data. In: 4TH SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY - SHORT PAPERS. 2003. v.1, p.294-297.

SCHMITT, R.S.; TROUW, R.J.A.; VAN SCHMUS, W.R.; PIMENTEL M.M. Late amalgamation in the central part of the West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). **Precambrian Research**. v. 133, p.29-61. 2004.

SCHMITT, R.S.; TROUW, R.A.J.; STANTON, N.; MEDEIROS, S.R.; MENDES, J.C.; DANTAS, E. Suturing West Gondwana in the Cambrian: a glimpse from the Cabo Frio Tectonic Domain, Brazil. In: Schmitt, R.S.; Trouw, R.; Carvalho, I.S.; Collins, A. (eds). **Gondwana 14, Abstracts**, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brazil. 2011. 104p.

SHEPPARD, S.M.F. Characterization and Isotopic Variations in Natural Waters. In: VALLEY, J.W.; TAYLOR, H.P., Jr.; O'NEIL, J.R. (eds.). **Stable Isotopes in High Temperature Geological Process**. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy – volume 16. 1986. Cap. 6, p. 165-184.

SHI,G.; TROPPER,P.; ZHU,R. The occurrence of magnesioferrite-rich spinels in a trachyandesite from NE China. **Mineralogy and Petrology**. v.95, p.125-134, 2009.

SYLVESTER, P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites. **Lithos**. v.45, p.29-44, 1998.

TAYLOR, B.E. Magmatic Volatiles: Isotopic variation of C, H and S. In: VALLEY, J.W.; TAYLOR, H.P., Jr.; O'NEIL, J.R. (eds.). **Stable Isotopes in High Temperature Geological Process**. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy – volume 16. 1986. Cap. 7, p. 185-226.

TAYLOR, B.E. & FRIEDRICHSEN, H. Light stable isotope systematics of granite pegmatites from North America and Norway. **Isotope Geoscience**. v.1, p. 127-167, 1983.

TAYLOR, H.P., Jr & SHEPPARD, S.M.F. Igneous Rocks: I. Process of Isotopic Fractionation and Isotope Systematics. In: VALLEY, J.W.; TAYLOR, H.P., Jr.; O'NEIL, J.R. (eds.). **Stable Isotopes in High Temperature Geological Process**. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy – volume 16. 1986. Cap. 8, p. 227-272.

TAYLOR JR., H.P.; FRECHEN, J.; DEGENS, E.T. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alno District, Sweden. **Geochimica and Cosmochimica Acta**. v.31, p.407-480, 1966.

TAYLOR, B.E.; FOORD, E.E.; FRIEDRICHSEN, H. Stable Isotope and Fluid Inclusion Studies of GEM-Bearing Granitic Pegmatite-Aplite Dikes, San Diego Co., California. **Contributions to Mineralogy and Petrology**. v.68, p. 187-205, 1979.

THOMAS, A.V.; BRAY, C.J.; SPOONER, E.T.C. A discussion of the Jahns-Burnham proposal for the formation of zoned granitic pegmatites using solid-liquid-vapour inclusions from the Tanco pegmatite, S.E. Manitoba, Canada. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh**. v.79, p.299–315, 1988.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J.; SILVA, L.G.E.; MEDEIROS, S.R.; ALMEIDA, C.G.; MIRANDA, A.; RAGATKY, C.D.; MENDES, J.; LUDKA, I. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e conexões com a Faixa Araçuaí. **Revista Geonomos da Universidade Federal de Minas Gerais**, v.15, n.1, p.67-79, 2007.

TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R.R. The central segment of the Ribeira

Belt. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A. (eds.) **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, p.287-310. 2000.

UNRUG, R. The assembly of Gondwanaland. **Episodes**, v.19, n.1-2, p.11-20, 1996.

VALERIANO, C.M.; DARDENNE, M.A.; FONSECA, M.A.; SIMÕES, L.S.A.; SEER, H.J. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO NETO, V., BARTORELLI, A., DAL RÉ CARNEIRO, C., BRITO-NEVES, B.B. (eds.) **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Editora Beca, 2004. p.575-594.

VALERIANO, C.M.; TUPINAMBÁ, M.; SIMONETTI, A.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO, L.G. U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: Terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinente. **Journal of South American Earth Sciences**. v.32, p.416-428, 2011.

VALLEY, J.W. Stable Isotope Geochemistry of Metamorphic Rocks. In: VALLEY, J.W.; TAYLOR, H.P., Jr.; O'NEIL, J.R. (eds.). **Stable Isotopes in High Temperature Geological Process**. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy – volume 16. 1986. Cap. 13, p.445-490.

VIDAL, F.W.H. & NETO, J.A.N. Minerais de Pegmatitos. In: **Rochas e Minerais Industriais do Ceará**. CETEM. 2005.

WALKER, R.J.; HANSON, G.N.; PAPIKE, J.J.; O'NEIL, J.R.; LAUL, J.C. Internal evolution of the Tin Mountain pegmatite, Black Hills, South Dakota. **American Mineralogist**. v.71, p.440-459, 1986.

WHITNEY, J.A., & STORMER, J.C. The distribution of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_2$ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations. **American Mineralogist**. v.62, p.687-691, 1977.

WHITNEY, D.L. & EVANS, B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. **American Mineralogist**. v.95, p.185-187, 2010.

YARDLEY, B.W.D. **Introdução à Petrologia Metamórfica**. Tradução por Reinhardt Fuck. Editora UNB. 2004. 419p.

ZACK, T., VON EYNATTEN, H., KRONZ, A. Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. **Sedimentary Geology**. v.171, p.37–58, 2004.

ZHAO,Y.; ZHANG,Y.;BI,C.;GUO,L. The Discovery of Magnesioferrite from Au (Fe,Cu) Magnesian Skarn Deposits and Study of the Magnesioferrite-Magnesiomagnetite Series. **Acta Geologica Sinica**. v.72, n.4, p.383-391, 1998.

Web:

<http://www.galleries.com/Synchysite>

[Google Earth](#)

[Wikipedia](#)

ANEXOS

ANEXO I: CARACTERÍSTICAS DIMENSIONAIS, ESTRUTURAIS E MINERALÓGICAS DOS VEIOS PEGMATÍTICOS SEPARADOS POR GRUPO

Perpendiculares:

- com diversos núcleos:

VEIO	DIREÇÃO		ESPESSURA (cm)	COMPRIMENTO (cm)	QUARTZO (cm)	K-FELDSPATO (cm)	MAGNETITA (cm)	BIOTITA (cm)	OBSERVAÇÕES
	ATITUDE	STRIKE							
A5	040/76	130-310	800	1500	6 a 12	7 a 22	0,5 a 1,5	2 a 7	granada (2 a 3 cm); rutilo dentro de quartzo (2 cm); apófise no boudin de anfibolito.
A14	180/50	90-270	96	1500	até 15	até 2	até 2	-	-
A15	180/50	90-270	110	1500	até 15	até 2	até 2	-	-
A18	35/60	125-305	700	1500	até 20	7 a 115	4	5 a 30	com xenólito de ortognaisse.
PT-09	320/85	50-230	30	300	até 12	até 15	-	-	nucleação apenas no corte.
B2	030/64; Apóf 070/65	120-300; Apóf 160-340	150	1500	até 20	até 15	-	esp 1cm; comp 2 a 3,5 cm	4 nucleações; apófise.
B4	000/50	090-270	7 a 200	1500	até 6	até 9	0,5 - 1	1 - 3,5	2 nucleações.
B7	030/50	120-300	300 a 350	2000	2 a 20	4 a 30	-	2 a 40	várias nucleações. xenólito do embasamento. apófise

									subparalela à foliação.
B8	040/76	130-310	100 (qnd perp a fol); 300 a 400 (qnd sub//)	1500	2 a 20	3 a 5	até 1	até 3	muito rico em magnetita. qnd sub// é nucleado
B13	165/75	075-255	140 a 200	2500	massa e 2 a 10	massa e 2 a 8	-	2 a 9	várias nucleações. biotita nas proximidades do veio com a encaixante.
B15	-	130-310	500	2500	2 a 5, chega a 23	2 a 5	até 2	-	muscovita em aglomerado até 1 cm; calcopirita; entra na foliação
C1	-	100-280	1000	5000	5 a 10	2 a 8	-	3 a 40	varia desde muito fino (gráfico <0,5 cm) a muito grosso
C2	-	100-280	250	1500	até 5	até 5	-	-	-
C3	-	100-280	250	1500	2 na borda, a muito grosso no núcleo	bordeja qtz e tem até 30	-	concentrada na borda até 40	-
C7	-	84-264	400	1500	2 a 20	4 a 30	-	2 a 40	aproveita fratura e foliação
C8	-	84-264	400	1500	2 a 20	4 a 8	-	até 5	-

- com borda fina e interior com um núcleo:

VEIO	DIREÇÃO		ESPESSURA (cm)	COMPRIMENTO (cm)	QUARTZO (cm)	K-FELDSPATO (cm)	MAGNETITA (cm)	BIOTITA (cm)	OBSERVAÇÕES MERGULHO
	ATITUDE	STRIKE							
A6	040/80	130-310	110	1500	6 a 18	borda: 3; meio: 5 a 13.	1 a 2	3 a 18	-
A12	215/70	125-305	37	1200	até 4	até 3	até 2	-	-
A16		50-230	5	40	6	6	-	3	-
A17	000/60	90-270	7	100	2	-	2	0,5	-
B10	312/25	042-222	5	1000	no núcleo até 1 cm	na borda massa ou até 1 cm	-	-	-
B16	-	130-310	100	2000	6	4	há	até 6	-
C14	-	136-316	14	1200	até 0,8	0,5 a 4	até 0,5	até 1	-

- afaníticos:

VEIO	DIREÇÃO		ESPESSURA (cm)	COMPRIMENTO (cm)	QUARTZO (cm)	K-FELDSPATO (cm)	MAGNETITA (cm)	BIOTITA (cm)	OBSERVAÇÕES
	ATITUDE	STRIKE							
A2	000/60	90-270	12	300	afanítico				-
A3	002/60	92-272	16	300					-
A4	020/55	110-290	4,5	300					molibdenita e calcopirita
A21	005/60	95-275	6	2000					-
A22	350/60	80-260	1 – 10	2000					-
A23	350/60	80-260	6	200					-
C13	-	116-296	15	500					pontualmente aparece quartzo porfirítico

- com borda grossa e interior fino:

VEIO	DIREÇÃO		ESPESSURA (cm)	COMPRIMENTO (cm)	QUARTZO (cm)	K-FELDSPATO (cm)	MAGNETITA (cm)	BIOTITA (cm)	OBSERVAÇÕES
	ATITUDE	STRIKE							
A10	191/80	101-281	10	300	até 2	até 2	0,5	-	-
A19	000/60	90-270	10	1000	até 2	até 2	0,5	-	-
B1	015/70	105-285	15	200	1	1	-	-	-

- homogêneo com granulometria grossa:

VEIO	DIREÇÃO		ESPESSURA (cm)	COMPRIMENTO (cm)	QUARTZO (cm)	K-FELDSPATO (cm)	MAGNETITA (cm)	BIOTITA (cm)	OBSERVAÇÕES
	ATITUDE	STRIKE							
A8	030/80	120-300	90	1500	1 a 15	2 a 10	1 a 6	1	-
A9	030/40	120-300	8	1200	2	2	até 2	0,5	-
A11	000/75	90-270	11	1200	até 2	até 2	-	-	-
B5	340/70	070-250	47	250					
B6	000/86	090-270	25	2000	até 2	até 2	-	até 2	-
B11	168/70	078-258	5 a 9	1200	até 1	1 a 6	-	1 a 2	arraste da foliação
B12	316/70	046-226	14	800	até 1	1 a 6	-	1 a 2	idêntico à B10 mas paralelo à B11
C6	-	124-304	2	200	1	1	-	-	-
C11	024/48 e 158/85	114-294 e 066-246	4	1200	3 a 4 e 0,5	1 a 3 e 0,5	-	-	-

Paralelos:

- sin-tectônico:

VEIO	DIREÇÃO		ESPESSURA (cm)	COMPRIMENTO (cm)	QUARTZO (cm)	K-FELDSPATO (cm)	MAGNETITA (cm)	BIOTITA (cm)	OBSERVAÇÕES
	ATITUDE	STRIKE							
B9	250/30	160-340	9	350	-	-	-	-	afanítico
C5	-	009-189	25	300	até 4	-	-	até 1	-
C10	288/50	018-198	20	400	até 10	-	-	-	-

- com um núcleo:

VEIO	DIREÇÃO		ESPESSURA (cm)	COMPRIMENTO (cm)	QUARTZO (cm)	K-FELDSPATO (cm)	MAGNETITA (cm)	BIOTITA (cm)	OBSERVAÇÕES
	ATITUDE	STRIKE							
A1	267/50	177-357	18	150	3 a 8	2 a 8	-	-	-
A7	268/42	178-358	30	560	6 a 17	5 a 13	-	-	-
A13	280/60	10-190	70	500	até 12	até 10	2	até 12	-
A14,5	-	10-190	70	160	4 a 15	7 a 10	até 3	-	-
A20	071/60	161-341	250	800	até 8	até 10	até 2	até 4	-
C4	-	009-189	40	100	até 4	até 5	-	-	-

- Apófises:

Mesmas características dos seus veios de origem

VEIO DE ORIGEM	DIREÇÃO		ESPESSURA (cm)	COMPRIMENTO (cm)	QUARTZO (cm)	K-FELDSPATO (cm)	MAGNETITA (cm)	BIOTITA (cm)	OBSERVAÇÕES
	ATITUDE	STRIKE							
A5	262/00	172-352	55	200	10	6	-	3	-
B2	070/65	160-340	55	200	5	4	-	3	-
B7	274/52	004-184	40	150	6	5	-	4	-

ANEXO II – PORCENTAGEM DE CADA MINERAL PRESENTE EM CADA CONCENTRADO DE MINERAIS PESADOS NOS CORPOS ESTUDADOS SEPARADOS POR FRAÇÃO MAGNÉTICA

Veio pegmatítico B7

	B7 +80#					B7 -80+150#				
	0,3A	0,5A	0,8A	1,0A	DIAMAGNÉTICO	0,3ª	0,5A	0,8A	1,0A	DIAMAGNÉTICO
anfíbólio	-	30	-	-	-	-	-	-	-	-
barita	-	tr	-	-	tr	-	-	-	-	-
betafita	-	-	1	-	50	-	-	45	-	-
bismita	-	-	-	-	-	-	-	-	5	-
bornita	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
epidoto	-	-	-	-	-	-	-	10	-	-
ilmenita	8	7	-	-	-	40	-	-	-	-
K-feldspato	7	-	tr	tr	-	-	-	-	-	-
limonita	7	40	4	-	-	-	55	15	35	15
magnésio-ferrita	60	15	-	-	tr	60	10	-	20	-
mica	-	-	-	-	-	-	30	-	-	-
monazita	-	-	1	-	-	-	-	tr	-	10
pirita	-	3	6	5	10	-	tr	30	20	40
plagioclásio	8	-	-	tr	-	-	5	-	-	-
quartzo	10	5	88	95	40	-	-	-	-	35
rutilo	-	-	-	-	-	-	-	-	10	-
torita	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-
torogomita	-	-	tr	-	tr	-	-	-	-	-
xenotímio	-	-	tr	-	-	-	tr	tr	-	-
zircão	-	-	tr	-	tr	-	-	-	10	-

(tr) = quantidade traço; (-) = ausente.

Veio pegmatítico B8

	B8 +80#					B8 -80+150#				
	0,3A	0,5A	0,8A	1,0A	DIAMAGNÉTICO	0,3A	0,5A	0,8A	1,0A	DIAMAGNÉTICO
allanita	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-
apatita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr
barita	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	tr
betafita	2	4	-	50	3	-	10	70	-	tr
galena	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-
ilmenita	73	-	-	30	-	97	85	5	tr	-
K-feldspato	-	-	-	-	-	-	-	-	5	tr
limonita	-	44	-	-	-	2	-	-	-	-
magnésio-ferrita	25	44	1	-	-	tr	3	-	-	-
mica	-	-	-	-	19	-	tr	-	5	-
monazita	-	-	-	-	-	-	-	20	-	-
pirita	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
plagioclásio	-	-	-	-	-	-	-	-	90	-
quartzo	-	-	3	-	40	-	-	-	-	-
rutilo	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	tr
titanita	-	-	-	10	tr	-	-	-	-	-
torita	-	-	95	10	tr	-	-	-	-	tr
torogomita	-	tr	-	-	-	-	2	5	tr	tr
uraninita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr
xenotímio	-	8	-	-	-	-	tr	-	-	-
zircão	-	-	1	tr	38	-	-	-	tr	99

(tr) = quantidade traço; (-) = ausente.

Veio sin-tectônico B9

	B9 -80+150#				
	0,3A*	0,5A	0,8A	1,0A	DIAMAGNÉTICO
apatita	-	-	-	64	tr
barita	-	Tr	-	-	-
betafita	-	-	-	-	tr
bismita	-	-	-	8	-
calcopirita	-	-	-	2	-
epidoto	-	Tr	-	-	3
K-feldspato	-	-	-	-	tr
limonita	96	98	85	-	90
mica	2	-	5	-	-
monazita	-	-	-	-	tr
pirita	-	2	-	12	5
quartzo	2	-	8	12	-
synchisita	-	-	2	-	-
torita	-	Tr	-	-	-
torogomita	-	-	-	-	tr
xenotímio	-	Tr	-	-	tr
zircão	-	Tr	-	2	2

(tr) = quantidade traço; (-) = ausente.

Veio sin-tectônico C10

	C 10 +80#					C 10 -80+150#				
	0,3A	0,5A	0,8A	1,0A	DIAMAGNÉTICO	0,3A	0,5A	0,8A	1,0A	DIAMAGNÉTICO
allanita	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-
anfíbólio cálcico	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-
apatita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2
barita	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	tr	-	tr
betafita	-	-	-	-	-	-	tr	3	-	tr
bornita	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-
calcocita	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-
calcopirita	-	-	-	-	tr	-	-	2	10	-
diopsídio	10	-	-	-	tr	tr	tr	-	-	-
ilmenita	50	-	-	-	-	90	-	tr	-	-
K-feldspato	-	-	-	5	-	-	-	tr	-	-
limonita	10	60	40	15	13	-	80	80	15	13
magnésio-ferrita	20	-	-	-	tr	5	2	-	-	-
magnesita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr
melanterita	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-
mica	-	-	-	-	12	-	8	tr	-	-
monazita	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-
pirita	10	40	60	40	29	2	5	15	35	80
plagioclásio sódico	-	-	tr	5	-	-	-	tr	-	-
quartzo	-	-	tr	35	18	-	-	-	40	5
scheelita	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-
synchisita	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	tr
torogomita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr
uraninita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr
xenotímio	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr
zircão	-	-	-	-	28	-	-	-	-	tr

(tr) = quantidade traço; (-) = ausente.

Granito Caiú

	CAJÚ +80#					CAJÚ -80+150#				
	0,3A	0,5A	0,8A	1,0A	DIAMAGNÉTICO	0,3A	0,5A	0,8A	1,0A	DIAMAGNÉTICO
anfíbólio	-	tr	-	-	-	tr	-	-	-	-
barita	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
diopsídio	46	3	-	-	-	13	-	-	-	-
galena	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr
ilmenita	tr	-	-	-	-	53	1	tr	-	tr
limonita	2	32	12	22	tr	tr	1	tr	-	8
magnésio-ferrita	52	5	-	-	tr	22	-	-	-	-
mica	-	tr	5	1	3	-	-	-	7	-
monazita	-	-	47	-	35	12	1	97	-	50
pirita	-	-	-	11	tr	-	-	tr	-	-
plagioclásio	-	-	16	-	22	-	-	-	-	-
quartzo	tr	tr	20	66	40	-	-	-	59	-
rutilo	-	-	-	-	-	-	-	tr	10	2
xenotímio	-	60	-	-	-	-	97	3	5	25
zircão	-	-	-	-	tr	-	tr	tr	20	15

(tr) = quantidade traço; (-) = ausente.