

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, GEOQUÍMICA
E GEOCRONOLÓGICA DE GRANITÓIDES
INTRUSIVOS NO COMPLEXO METAMÓRFICO
BRUSQUE, A SUL DE GASPAR, SANTA CATARINA**

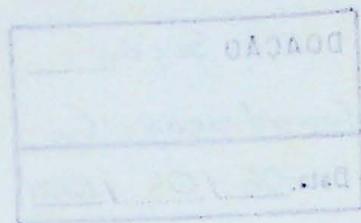
Carla Bertuccelli Grasso

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Sttip Basei
Co-Orientador: Prof. Dr. Silvio Roberto Farias Vlach

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2003/14)

SÃO PAULO
2003

Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências



**Caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica de
granitóides intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque, a sul
de Gaspar, Santa Catarina**

Carla Bertuccelli Grasso

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei
Co-orientador: Prof. Dr. Silvio Farias Vlach



MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF 14/2003)

São Paulo
2003

TP
552 3
67690

DOAÇÃO Seção
Graduação - 16
Data: 06 / 05 / 2004



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900014484

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, GEOQUÍMICA
E GEOCRONOLÓGICA DE GRANITÓIDES
INTRUSIVOS NO COMPLEXO METAMÓRFICO
BRUSQUE A SUL DE GASPAR, SC**

CARLA BERTUCCELLI GRASSO



Monografia de Trabalho de Formatura

Banca Examinadora

Prof. Dr. Miguel Ângelo Stipp Basei

Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

Prof. Dr. Gergely Andres Julio Szabó

São Paulo

2003

Resumo

O Complexo Metamórfico Brusque (CMB) a sul da cidade de Gaspar, nordeste de Santa Catarina, é formado por sericita-quartzo xistos finos, grafita- sericita- biotita xistos e sericita- biotita xistos com granada, finamente foliados, estando afetado por dois episódios de intrusões graníticas de idades neoproterozóicas.

A unidade mais antiga é composta por leucogranitos e metavulcânicas fortemente miloníticas. Os leucogranitos são compostos por microclínio pertítico e quartzo. Geoquimicamente, são granitos do tipo A, moderadamente peraluminosos, com Mg#= 0. Apresentam alta concentração de elementos incompatíveis (Zr, Nb, Ta, Nd, Y, Ce e Cl) e baixa de Sc, Cr, Co, Ba, Sr e V. Sua idade-modelo TDM obtida foi de 2.1 Ga e a idade U/Pb em zircão, de 835 ± 8.7 Ma. Devido às características químicas, deformacionais e à época de colocação dessas rochas, esta granitogênese está sendo interpretada como associada à fase de rift que precedeu a abertura da paleobacia Brusque.

A unidade mais recente é formada por biotita leucogranitos porfiríticos acimentados, com microclínio chegando a 8 cm, Índice de Cor variando de 3 a 9, isótropos a levemente foliados em suas bordas, correlacionadas à suíte Valsungana. Geoquimicamente, são granitos tipo S moderadamente peraluminosos, com Mg#=18-36. Apresentam altos teores de Sr e V e baixos de La, Nd, Ce, Nb, Y e Cl. Razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.708 sugerem um envolvimento crustal em sua gênese. Apresentam uma idade-modelo de 2.1Ga. A idade U/Pb em zircão calculada para esses granitos foi de 610 ± 26 Ma.

Esses corpos graníticos desenvolveram uma auréola de metamorfismo de contato em suas rochas encaixantes, como pode ser constatado com o crescimento de porfiroblastos centimétricos pós- cinemáticos de andaluzita em grafita-sericita xistos aflorantes nas proximidades.

Abstract

The Brusque Metamorphic Complex (CMB), south of Gaspar city, in the northeastern part of Santa Catarina state, is composed by a fine sericite-quartz shist, a grafite-sericite-biotite shist and a sericite-biotite shist with garnet, beeing affected by two neoproterozoic granitic intrusion events.

The older unit comprehends strongly milonitic pink leucogranites and metavulcanic rocks. The leucogranites are composed by peritic microcline and quartz, with Color Index <1. Geochemically, it is a peraluminose type A granite ($A/CNK= 1.05$), with $Mg\#= 0$, high concentration of incompatible elements (Zr, Nb, Ta, Nd, Y, Ce e Cl) and low of Sc, Cr, Co, Ba, Sr e V. Model ages, calculated by Sm/Nd datation method, are 2.1 Ga. The U/Pb age, from zircon, is 835 ± 8.7 Ma. The unit's genesis is considered to be associated with the rift phase preceding the opening of Brusque paleobasin, due to the unit's colocation time, besides it's chemical and deformational characteristics.

The younger is a Valsungana suite correlated isotropic biotite leucogranite with porfiritic texture, weak border deformation, 8 cm microcline crystals and Color Index ranging from 3 to 9. Geochemically, it is a moderate peraluminose type S granite ($A/CNK= 1.01$) with $Mg\# = 18-36$, high contents of Sr and V and low of La, Nd, Ce, Nb, Y e Cl. Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.708 suggests crustal genesis, and model ages of 2.1 Ga. The calculated U/Pb age, from zircon, is 610 ± 26 Ma. It's intrusion caused a contact metamorphism aureola on the "encaixante" rocks, evidenced by postkinematic andaluzite porphyroblasts in nearby outcrops graphite-sericite shists.

Agradecimentos

Está sendo muito bom chegar a essa parte do trabalho: a hora de agradecer às pessoas que comigo estiveram durante esses cinco anos, seja no dia-a-dia da faculdade ou do lado de fora dela, mas que de qualquer forma me acompanharam.

Eu gostaria de agradecer especialmente ao Prof. Basei por ter sido sempre paciente, tentando me ensinar um pouco sobre um Universo muito grande de conhecimentos geológicos. Graças às nossas discussões, eu descobri que fazer um trabalho relacionado à Geologia é como montar quebra-cabeças com número inestimável de peças, a partir das quais geram-se quantidades enormes de novos caminhos a seguir. Por estar envolvida nessa pesquisa eu me sinto, sinceramente, privilegiada.

Eu agradeço ao Prof. Sílvio por ter estado ao meu lado sempre disposto a colaborar com o andamento do trabalho.

Ao prof. Daniel por ter me iniciado na pesquisa científica de uma maneira muito simples, leve e agradável.

A todos aqueles que, dentro do Instituto, tiveram participação efetiva com a pesquisa: Vasco, Zé Paulo, Sandra, Paulinho, Kau, Walter e aos pós-graduandos Neivaldo, Josiane e Sérgio.

Um abraço especial a todos os funcionários do CPGeo que aguentaram a minha angústia permanente de saber quando os resultados finalmente sairiam!

Aos camaradas: Meduzah, Chá, Pinguim, Sabuga, Cofrinho, Jonas, Manolo, Morde, Moy, Baiacu, Delano, Gabi, Bisteka, Heretah, Fiofó, KY, Mimosa, Urtiga, Deyna, Esficter, Placenta, Skrotho, Passivo, Lalas, Traveco, Feitch, Juliane, Gabriel, Bisa, Genérico, Ku Melado, Tchüç, Lesma, Baseado, Samar, Sagüi, Mineiro, ops?! GeoSamba! Horácio, Prepúcio, Guga.

À Capoeira: Lito, Roça, Xurume, Micuim, Sheilla, Frangolino, Pururuca.

Às pessoas de fora da Geo: mamãe (muito obrigada pelas marmitas!), minha irmã Boleta, meu sobrinho Leo e meu pai.

Ao Ramon, por ter estado comigo grande parte desses anos, mesmo antes de eu começar a Faculdade, obrigada por ter me feito tão feliz e ter me ajudado tanto.

A todos aqueles que estiveram comigo e eu não escrevi aqui: valeu mesmo e desculpe-me a memória falha!

Índice

I- Resumo

II- Abstract

III- Agradecimentos

| | |
|---|----|
| × 1. <i>Introdução</i> | 4 |
| × 2. <i>Metas e objetivos</i> | 4 |
| × 3. <i>Trabalhos prévios</i> | 4 |
| × 4. <i>Materiais e métodos</i> | 7 |
| 4.1 Petrografia | 7 |
| 4.2 Preparação de amostras para as análises geoquímicas: | 7 |
| 4.3 Preparação de amostras para análises geocronológicos: | 8 |
| 4.4 Preparação de amostras para análises isotópicas | 11 |
| × 5. <i>Desenvolvimento do trabalho</i> | 11 |
| 5.1 Atividades realizadas | 11 |
| 5.2 Dificuldades encontradas | 11 |
| 6. <i>Resultados obtidos</i> | 12 |
| 6.1 Unidades geológicas e fáries petrográficas | 12 |
| 6.2 Caracterização petrográfica das unidades geológicas e de suas fáries | 14 |
| 6.2.1 Unidade Gnaisses paleoproterozóicos/ arqueanos- APEgb | 14 |
| 6.2.1.1- fáries biotita gnaisse tonalítico com granada | 14 |
| 6.2.1.2 Fáries hornblenda gnaisse granítico | 15 |
| 6.2.2 Magmatismo pré – tectônico | 16 |
| 6.2.2.1 Unidade leucogranitos miloníticos (NBgr) | 16 |
| 6.2.2.1.1 Fáries milonítica | 16 |
| 6.2.2.1.2 fáries ultramylonítica | 17 |
| 6.2.2.2 Unidade leucognaisses (NBgn) | 17 |
| 6.2.2.2.1 Fáries augen gnaisse rosado | 17 |
| 6.2.2.2.2 Fáries gnaisse tonalítico | 18 |
| 6.2.2.2.3 Fáries metadacito porfirítico | 19 |
| 6.2.3 Magmatismo pós-tectônico | 19 |
| 6.2.3.1 Unidade biotita monzogranito- NBgrn | 19 |
| 6.2.3.1.1 Fáries biotita monzogranito cinza com textura inequigranular grossa | 20 |

| | |
|---|-----------|
| 6.2.3.1.2 Fácies biotita monzogranito branco com textura equigranular fina | 21 |
| 6.2.3.2 Unidade biotita leucogranito porfirítico- NBGrp | 21 |
| 6.2.3.2.1 Fácies biotita leucogranito porfirítico | 21 |
| 6.2.3.2.2 Fácies microleucogranito | 22 |
| 6.2.3.2.3 Fácies leucogranito porfirítico cataclástico | 22 |
| 6.3 Geoquímica das rochas graníticas | 23 |
| 6.3.1 Saturação em alumínio e Mg# | 25 |
| 6.3.2 Elementos-traços | 26 |
| 6.3.4 Diagramas discriminantes | 28 |
| 6.3.5 Classificação das rochas graníticas baseadas no alfabeto genético (S-I-A-M) | 29 |
| 6.4 Geocronologia U/Pb | 31 |
| 6.4.1 Embasamento teórico | 31 |
| 6.4.2 Idades radiométricas obtidas | 32 |
| 6.4.3 Comparação com os resultados U/Pb (SHRIMP) obtidos por Silva et al (2003) | 36 |
| 6.4.3 Herança radiométrica | 37 |
| 6.5 Petrogênese | 39 |
| 6.5.1 Método Rb/Sr | 39 |
| 6.5.2 Método Sm/Nd | 40 |
| 7. Interpretação/ Discussão dos resultados | 41 |
| 8. Conclusões | 44 |
| 9. Referências bibliográficas | 47 |

Índice de figuras

| | |
|---|-----------|
| Figura 1: Diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976) | 23 |
| Figura 2: Diagramas de Harker para os elementos maiores | 24 |
| Figura 3: Índices propostos por Shand (1950) plotados no diagrama de Maniar & Piccoli (1989) | 26 |
| Figura 4: Diagramas binários Mg# x A/CNK e SiO ₂ x Mg# | 26 |
| Figura 5: Diagramas de Harker para os elementos-traços | 27 |
| Figura 6: Diagramas de Harker para os elementos-traços | 28 |
| Figura 7: Diagrama Rb x Y + Nb de Pearce et al (1984) | 29 |
| Figura 8 Diagrama Rb x Y + Nb de Pearce et al (1984) | 31 |

| | |
|--|-----------|
| Figura 9: Diagrama Terra- Wasserburg para o leucogranito porfirítico da Pedreira Extrativa (amostra GAP-00-F) | 32 |
| Figura 10: Diagrama Terra- Wasserburg para os leucogranitos miloníticos (amostras GAP-VII-80 e GAP-2003-6 | 34 |
| Figura 11: Diagrama Terra- Wasserburg para o metadacito milonítico (amostra GAP-VI-04) | 34 |
| Figura 12: Diagrama Concórdia para o hornblenda leucognaisse (amostra GAP-2003-7) | 36 |
| Figura 13: Gráfico de Paolo | 40 |
| Figura 14: Gráfico E Sr(0) x E Nd (0) | 41 |
| Figura 15: Gráfico E Sr(t) x E Nd (t) para t= 600Ma | 41 |

Índice de anexos

- Prancha 1- Fotografias de afloramentos da Bacia do Itajaí**
Prancha 2- Fotografias de afloramentos do Complexo Metamórfico Brusque
Prancha 3- Fotografias de granitos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque
Prancha 4- Fotomicrografias de granitos intrusivos no Brusque e de gnaisses dos arredores
Prancha 5- Fotomicrografias de xistos do Complexo Metamórfico Brusque (encaixantes)
Prancha 6- Fotografia dos cristais de zircão utilizados na datação U/Pb
Prancha 7- Gráficos de análises químicas comparativos entre as amostras analisadas neste trabalho e as amostras de granito Valsungana analisadas por Castro (1997)
Tabela I-Moda das lâminas de granito contadas
Tabela II- Resultados das análises químicas por ICP-AES , fluorescência de raios X e parâmetros geoquímicos
Tabela III- mineralogia normativa CIPW
Mapa Geológico de parte da folha de Gaspar

1. Introdução

O magmatismo granítico intrusivo no Complexo Metamórfico Brusque (CMB) tem sido objeto de estudos, principalmente em função de seu potencial metalogenético, com destaque para ocorrências significativas de W, Mo, Sn e Au. Entretanto, os estudos petrográficos de detalhe, geoquímicos e geocronológicos referentes aos granitos são escassos.

Na região estudada as rochas as rochas magmáticas intrusivas no CMB situam-se próximas ao contato norte do Complexo Metamórfico Brusque com os sedimentos anquimetamórficos da Bacia do Itajaí, a sul da cidade de Gaspar, nordeste de Santa Catarina. Apresentam variações compostionais e deformacionais que provavelmente refletem diferentes épocas de colocação.

Não há, para as rochas da região de Gaspar enfocadas neste trabalho, um estudo de detalhe sobre o magmatismo granítico do ponto de vista petrográfico, geoquímico e geocronológico. Poucas são as informações disponíveis para os granitóides intrusivos e, pela primeira vez, foi caracterizado um magmatismo granítico pré-tectônico no CMB.

2. Metas e objetivos

As principais metas a serem atingidas nesse trabalho são a caracterização mineralógica (petrográfica e modal); geoquímica (elementos maiores e principais elementos-traço); sequência relativa de colocação das rochas graníticas e suas relações com as fases de deformação das encaixantes; determinação da cronologia absoluta do magmatismo (U-Pb em zircão) e considerações petrogenéticas incluindo-se dados isotópicos Sm/Nd e Sr/Sr.

3. Trabalhos prévios

Os terrenos pré-cambrianos localizados na porção sudeste paranaense e nordeste catarinense foram caracterizados por diversos autores (Hasui et al., 1975, Kaul 1975, etc) como sendo entidades antigas, relativamente estáveis, ao lado dos quais desenvolveram-se os Cinturões Ribeira, a noroeste, e Dom Feliciano, a sudeste.

O chamado Cinturão Dom Feliciano foi proposto para a porção sul do Brasil e Uruguai por Fragoso Cesar (1980). Em sua proposta inicial, o Cinturão Dom Feliciano teria surgido como resultado de subducção de placa oceânica, subducção essa que teria dado origem a um arco magmático durante o Neoproterozóico. Dessa forma, o cinturão seria formado por plutons granitóides em seu domínio leste, uma série de rochas supracrustais em bacia de back arc, além de uma bacia molássica instalada na borda leste do Cráton Rio de la Plata.

As rochas supracrustais do cinturão Dom Feliciano são representadas pelo Complexo Brusque (há também o Complexo Porongos no estado do Rio Grande do Sul e o Complexo Lavalleja, no Uruguai). Na porção norte, o contato com o Grupo Itajaí é tectônico, prevalecendo cinturões miloníticos de baixo-ângulo, onde os metamorfitos do Grupo Brusque sobrepõe-se às rochas sedimentares do Grupo Itajaí (Basei et al 2000).

Dentro desse contexto a geologia da área de estudo é constituída, a norte, pelo chamado Domínio Luis Alves, seguido pela Bacia do Itajaí e, mais ao sul, pelo Complexo Metamórfico Brusque. As rochas do Complexo Brusque são as encaixantes dos granitóides de interesse dessa pesquisa. A sul, ocorre o batólito Florianópolis, representando o arco magmático.

O Domínio Luis Alves é representado predominantemente por rochas gnáissico- granulíticas, que tem sua maior expressão em Barra Velha, Luis Alves e São Bento do Sul, estendendo-se de modo contínuo para nordeste. Geotectonicamente, esse terreno foi denominado por Basei et al. (1992) de Microplaca Luis Alves.

O embasamento da Microplaca Luis Alves é composto por gnaisses granulíticos, bandados a maciços, de composição tonalito-granodiorítica com frequentes variações a granulitos básicos. Ocorrem adicionalmente ultramafitos, quartzitos, gnaisses kinzigíticos, formações ferríferas, milonitognaisses granulíticos e migmatíticos. Determinações isotópicas por diversas metodologias permitiram posicionar essa entidade no Paleoproterozoico (Hartmann et al 1979, Basei et al 1998).

O Grupo Itajaí, com idade próxima no limite Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico, abrange as rochas sedimentares e vulcânicas associadas, anquimetamórficas que preenchem a Bacia do Itajaí. Esta apresenta uma geometria sigmoidal, com eixo maior alinhado em direção NE-SW, estendendo-se por mais de 80 km, desde as proximidades de Piçarras no litoral, até ser encoberta pelos sedimentos da Bacia do Paraná em sua extremidade SW .

O Complexo metamórfico Brusque é composto por duas séries metavulcano-sedimentares separadas pelo chamado Batólito Valsungana. Na série norte, a seqüência sedimentar começa com uma unidade pelítica- psamítica (mica-quartzo xisto rico em granada, e quartzito) que grada para unidades psamíticas- pelíticas (metaritmitos homogêneos e sericita xistos) sobreposta por uma unidade metavulcanosedimentar (metacarbonáticas, calco-xistos, metabásicas e subordinadamente, sericita xistos aczentados; Basei, 1985, Caldasso et al., 1988). As rochas maficas representam um magmatismo básico sin-sedimentar com afinidade toleítica a alcalina caracterizado como basalto variolítico cujas estruturas indicativas de imiscibilidade líquida são freqüentemente observadas (Basei 1985; Sander 1992). No segmento sul, a seqüência basal é composta por uma unidade metavulcano- sedimentar, que possivelmente representa a fase rift da paleobacia Brusque (Basei et al., 1994). Essa seqüência está sobreposta em incorfomidade tectônica por uma unidade metasedimentar formada por uma pilha psamítica-pelítica fina onde predominam quartzitos micáceos, quartzo-sericita xistos e sericita xistos pelíticos. Rochas metavulcânicas ácidas ocorrem localmente.

O magmatismo na região de Gaspar

O magmatismo pós-tectônico no Complexo Metamórfico Brusque constiste numa série de plutons graníticos isótropos a levemente deformados, com afinidade metaluminosa. Eles podem ser agrupados em três tipos principais, todos eles mostrando características tardi-tectônicas em relação às fases principais de metamorfismo e deformação das rochas supracrustais hospedeiras. A suíte mais antiga, São João Batista, consiste em leucogranitos com duas micas localmente com granada, turmalina e fluorita, ocorrendo como pequenos stocks. Ocorrências conhecidas de W e Sn relacionam-se a esses corpos granítoides. Em posição intermediária, existe a suíte Valsungana composta por granítoides cinza-esbranquiçados tipicamente com megacristais de microclínio centimétricos numa fina matriz rica em biotita. Na suíte Nova Trento, ocorrem biotita granítoides cinza claros a levemente rosados. Todos os plutons granítoides desenvolvem uma aoréola de contato metamórfico atingindo a fácie piroxênio hornfels (Basei, 1985; Caldasso *et al.*, 1998, 1995a,b; Castro *et al.*, 1999, Basei *et al.*, 2000).

Os primeiros trabalhos que tratam dos granítoides intrusivos no Grupo Brusque datam do final dos anos 60, quando Schulz Jr. & Albulquerque (1969) introduziram as designações "granodiorito Valsungana" e "granito Guabiruba" aos granítoides intrusivos na porção sul do Grupo Brusque. Mais tarde, Trainini *et al.* (1978) utilizou as terminologias "suítes Valsungana e Guabiruba". A suíte Valsungana compreende o maior batólito conhecido no Domínio do Grupo Brusque, sendo composto por granítoides cálcio-alcalinos com megacristais de microclínio em matriz fina, predominantemente de composição granodiorítica e, menos comum, granítica e quartzo-monzonítica. Plutons menores estão incluídos na suíte Guabiruba, sendo compostos por quartzo-monzonitos e granitos finos, equigranulares, com afinidade alcalina. Trainini *et al* (op cit.) propôs uma origem crustal para os granítoides Catinga, um pluton intrusivo no domínio sul do Grupo Brusque, parte da suíte Guabiruba.

Basei (1985) obteve uma idade Neoproterozóica para alguns granítoides intrusivos no Grupo Brusque. As idades mais antigas foram encontradas para os plutons da suíte Valsungana, variando de 647 \pm 12 Ma (U-Pb em zircões) a 500 Ma (K-Ar). Idades Rb-Sr estão no mesmo intervalo, e a razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é alta, variando de 0,7105 a 0,721 (o último encontrado para o granítóide São João Batista). Baseado na petrografia, informações isotópicas e químicas, Basei (1985) concluiu que a grande maioria dos granítoides apresentam afinidade do tipo S, baseado na classificação de Chappel & White (1974). De acordo com esse autor, presença de grande volume de granítoides do tipo S mostra que não houve o envolvimento de crosta oceânica na gênese do Grupo Brusque durante a convergência neoproterozóica na região.

Caldasso *et al.* (1988) introduziu o termo "granítóide faxinal" para designar um pluton de biotita-hornblenda sienito que ocorre a sul da zona de cisalhamento do Cinturão Ribeirão da Prata. Esses autores também propõe o termo "Facies Indaiá" para descrever os granítoides que apresentam características transicionais entre Valsungana e Guabiruba (poucos cristais de feldspato potássico).

As rochas leucognássicas que afloram próximas aos granitóides intrusivos foram consideradas, em estudos anteriores, como equivalentes aos gnaisses que ocorrem próximos ao contato com o Grupo Itajaí, denominados de "Luis Alves" e, portanto, representariam o "embasamento" do Complexo Metamórfico Brusque. Entretanto, essa correlação é essencialmente baseada no grau de deformação dessas rochas e o trabalho ora proposto contribuirá para esclarecer se representam um vetor do embasamento, ou granitóides pós-tectônicos intrusivos nos metassedimentos.

4. Materiais e métodos

4.1 Petrografia

As análises petrográficas foram realizadas nos Laboratórios Ótica do IGc e envolveram os seguintes tópicos: Estudo de caracterização da mineralogia máfica e acessória ao microscópio petrográfico de cerca de trinta amostras selecionadas, incluindo determinações modais (com contador de pontos em lâminas).

As análises petrográficas em seções delgadas foram realizadas no Laboratório de Ótica do IGc. Com a análise das lâminas petrográficas foi possível caracterizar os diferentes litotipos presentes na região, em termos de mineralogia, textura e estrutura e tecer considerações mais precisas de sua composição mineralógica através da análise modal.

A determinação dos teores de anortita do plagioclásio foi feita através do método das extinções simétricas de Michel- Levi.

A análise modal foi feita com o uso do microscópio Leitz Ortholux, de um *charriot* (dispositivo que permite deslocar a lâmina de maneira sistemática por espaçamentos previamente estabelecidos) e de um contador manual de pontos. Trata-se de uma estimativa quantitativa, obtida estatisticamente, das proporções dos minerais principais presentes na rocha. Para a obtenção da moda, devem ser feitas estimativas de proporções dos minerais presentes em um volume representativo da rocha estudada.

Tendo em vista a granulação fina a média predominante nas amostras estudadas, foi selecionada uma malha quadrada com espaçamento de 0.5mm entre os pontos amostrados. Em média foram considerados 1500 pontos por seção. Na prática, os valores obtidos para as contagens foram anotados a cada 250 pontos e convertidos em porcentagem de volume, verificando-se em intervalos 250 em 250 pontos se havia variação não proporcional significativa; nos casos de amostras mais homogêneas em que as variações se mostraram proporcionais após 1000 ou 1250 pontos, o processo de contagem foi interrompido antes de alcançar a faixa de 1500 pontos.

4.2 Preparação de amostras para as análises geoquímicas:

As análises geoquímicas em rocha total dos diferentes tipos de granitos presentes foram realizadas nos laboratórios ICP-AES e FRX do Instituto de Geociências- USP, visando caracterizá-las em termos de elementos maiores e alguns elementos traço e de parâmetros geoquímicos específicos.

Foram selecionadas dez amostras para análise química por ICP-AES e por fluorescência de raios-X. Inicialmente, elas foram britadas no britador de mandíbulas presente no Laboratório de Separação do CPGeo. Para continuar a preparação, as amostras britadas foram levadas ao LTA- Laboratório de Tratamento de Amostras- ambos presentes no Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGc- USP.

Para diminuir a granulometria das britas, as mesmas foram passadas por um britador secundário. Tomaram-se os devidos cuidados para evitar contaminação entre as amostras, descontaminando o britador entre uma amostra e outra.

Depois de reduzida a granulometria das amostras, as mesmas foram quarteadas e levadas ao moinho de disco de ágata para serem pulverizadas, evitando a contaminação por elementos químicos, como poderia acontecer com a utilização do moinho de bolas, que é revestido por tungstênio.

Após a pulverização, uma pequena quantidade de cada amostra foi encaminhada para o laboratório de Química do GMG para ser analisada por ICP-AES. O restante do material continuou a ser processado no LTA, para a confecção das pastilhas prensadas. Dessa forma, as amostras foram pesadas em balança analítica. Cerca de 7.5g de cada amostra foi separada e micropulverizada com álcool; em seguida, as amostras micropulverizadas foram colocadas por dois dias em estufa para secagem. Após a secagem das amostras, as mesmas foram pesadas novamente e a elas foi adicionado 20% de seu peso de pó de cera para ganhar consistência e, finalmente, foram prensadas no pastilhador, estando prontas para serem analisadas no laboratório de fluorescência de raios X.

4.3 Preparação de amostras para análises geocronológicas:

Os estudos geocronológicos pelo método U/Pb foram efetuados nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) /USP visando a obtenção da idade de colocação das rochas estudadas.

Foram selecionadas as amostras GAP-00-F (biotita leucogranito porfirítico da unidade NBgrp), GAP-06-04 (metadacito porfirítico da unidade NBgn), GAP-VII-80 (leucogranito milonítico da unidade NBgr), GAP-2003-2a (leucogranito milonítico da unidade NBgr), GAP-2003-6 (leucogranito milonítico da unidade NBgr) e GAP-2003-7 (leucognaise da unidade APEgb) para serem datadas pelo método U/Pb. Tratam-se de amostras frescas, com dimensões suficientes para a quantidade de material que deve ser preparada para datação, e que são representativas dos distintos litotipos aflorantes na área.

Após a retirada de uma fatia de cada amostra com o auxílio da serra diamantada presente no Laboratório de tratamento de amostras (LTA) do Departamento de Mineralogia e Geotectônica (GMG) com o objetivo de guardá-la como testemunho, o restante do material foi processado nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo). A rocha foi quebrada com uma marreta e, em seguida, passada no britador de mandíbulas.

Após britagem, as amostras foram moídas no moinho de disco e peneiradas em seguida. Para isso, três peneiras foram utilizadas: uma de 60, uma de 100 e outra de 250 mesches (abertura de 0.250mm,

0.150mm e 0.063mm). O conjunto é finalizado com um fundo para armazenar o pó resultante do peneiramento.

Após o peneiramento, levou-se o material retido entre as peneiras de 100 e 250 meshes (intervalo comumente mais rico em cristais de zircão) para a mesa concentradora de minerais pesados. A mesa apresenta inclinação lateral e pressão de água ajustáveis que permitem a separação entre minerais de diferentes densidades. O objetivo é concentrar os minerais mais pesados, pois o zircão encontra-se entre eles.

O material peneirado que não passou pela peneira 60 meshes e o material retido entre as peneiras de 60-100 meshes voltou ao moinho de disco para diminuir a dimensão dos grãos. Em seguida, foi peneirado novamente. A fração 100-250 foi levada à mesa concentradora e o pó foi guardado. Esse processo continuou até se passar todo o material pela mesa concentradora.

Após todo o material peneirado ser passado pela mesa, deu-se prioridade às frações mais pesadas, contidas no "frasco nº1".

Continuando o processo de separação das amostras, os minerais muito magnéticos foram separados e armazenados com o rótulo "frasco nº1- minerais magnéticos ao ímã de mão". O material restante foi processado no "Frantz".

Esse aparelho é um separador magnético e consiste em uma rampa que varia em inclinação e trabalha com uma amperagem também variável, separando minerais de uma amostra através de suas diferentes susceptibilidades magnéticas. Mas o grau de magnetismo para o mineral ser considerado magnético ou não é relativo, dependendo dos fatores inclinação da rampa e amperagem. Dessa forma, quanto maior a inclinação da rampa, mais magnético o mineral deve ser para atingir o pote dos minerais magnéticos, assim como quanto menor a amperagem utilizada. Por outro lado, quanto menor a inclinação da rampa e maior a amperagem, será maior a quantidade de minerais separados como não-magnéticos.

Para a concentração de zircões nessa etapa da separação as amostras foram processadas com 10° de inclinação da rampa e 0.3A, e o resultado desse procedimento foram duas frações para cada amostra codificadas por "magnéticos a 0.3A e 10°" e "não magnéticos a 0.3A e 10°".

Em alguns casos, tal como o ocorrido com as amostras "GAP-00-F-frasco1", "GAP-2003-2A-frasco 1" e "GAP-2003-6", após a separação de seus minerais magnéticos através do ímã de mão, não foi necessária a passagem pelo FRANTZ, pois são amostras mais claras e a quantidade de minerais magnéticos nessa amperagem é muito pequena.

A fração não magnética de cada amostra (onde devem estar os cristais de zircão para serem datados) passou, em seguida, pela separação com os líquidos densos, sendo primeiro o bromofórmio, seguido do iodeto de metileno.

A separação com líquidos densos foi feita dentro em capela devidamente projetada para o manuseio de líquidos tóxicos. Assim, colocaram-se as amostras, uma por uma, dentro de um funil contendo

bromofórmio, cuja densidade é de 2.85 g/cm³. O material com densidade superior a 2.85 g/cm³ foi passado no iodeto de metileno (CH₂I₂), cuja densidade é 3.32 g/cm³. O material pesado do iodeto de metileno representa a fração da amostra que contém o zircão e demais minerais pesados, tais quais titanita, apatita e sulfetos.

Em seguida, as amostras contendo sulfeto foram lavadas no ácido nítrico (HNO₃) para a dissolução dos mesmos, ficando em repouso por cerca de 30 minutos a uma hora sob luz incandescente.

A etapa seguinte foi fazer o *split* dos concentrados de zircão. O *split* é uma separação minuciosa realizada com o separador magnético FRANTZ e consiste em executar diversas e seguidas separações, alterando-se sucessivamente os valores da amperagem e inclinação utilizados. Foram feitas inicialmente três separações com inclinação lateral de 10°, e com intensidade de corrente elétrica de 0.5, 1 e 1.3A. Em seguida, as frações não magnéticas a 1.3A foram levadas ao laboratório U/Pb do CPGeo (Centro de Pesquisas Geocronológicas) e separadas com uma amperagem constante de 1.5 A, mas com uma variação precisa na inclinação da rampa, de 10°, 6°, 4°, 2°, 0°, -1°, podendo chegar a -2°, -3°, -4°. Em cada etapa dessa separação, foram guardadas as frações magnéticas, enquanto as não magnéticas foram passadas novamente, assim sucessivamente, até a quantidade de material diminuir bastante.

As frações não magnéticas finais de cada amostra foram trabalhadas na lupa binocular. De cada amostra foram extraídas até cinco frações tomando- se o cuidado de não misturar diferentes tipologias de cristais dentro de uma mesma fração. Cada fração foi pesada e no geral apresentam pesos entre 10 e 40 microgramas.

Após a separação entre frações, as mesmas foram lavadas. O procedimento da lavagem é primeiramente retirar o álcool do savillex e adicionar H₂O MQ- água purificada quimicamente; em seguida, retira-se a água, coloca-se e retira-se HCl 6N por três vezes, aquecendo na chapa a 70°C por quarenta minutos e levando ao ultrassom pelo mesmo período de tempo no intervalo entre uma passagem e outra. Após a retirada do terceiro HCl, lava-se com H₂O Miliq e coloca-se também por três vezes HNO₃ 7N, com aquecimento e ultrassom. Finalmente, as frações ficaram prontas para o ataque químico. Durante as fases de lavagem, há um controle constante do número de zircões contidos em cada frasco.

O ataque químico é realizado com Ácido Fluorídrico (HF) e HNO₃ em micro-bombas de Teflon. O conjunto, já com *spike* Pb²⁰⁵ (10µl) é colocado em estufa a 200° C, por três dias para total dissolução dos cristais de zircão. Posteriormente transfere-se a solução para um savillex (7 ml), evapora-se o HF e adiciona-se 7 gotas de HCl (6N), permanecendo em chapa quente por pelo menos 24 horas. Após a verificação da total dissolução do material, a solução é evaporada e retomada com 3 gotas (~90 µl) de HCl (3N). A solução resultante é então passada em colunas de troca iônica previamente lavadas, utilizando resina aniónica Eichrom 1 x 8.200 à 400 mesh, para separação e purificação do U e Pb, através da lixiviação de outros elementos químicos por diferentes concentrações de HCl. O U e Pb são coletados com 10 gotas de água MILLIQ.

A solução final da etapa das colunas é depositada em filamentos de Re, para posterior leitura no espectrômetro de massa, que fornece as medidas das razões isotópicas.

4.4 Preparação de amostras para análises isotópicas

As análises isotópicas pelos métodos Sm/Nd e Rb/Sr também foram efetuadas no CPGeo e visaram a obtenção de dados petrogenéticos para as rochas estudadas.

Para análise pelos métodos Sm/Nd e Sr/Sr, foram escolhidas as mesmas dez amostras separadas para análise química. Após a britagem, as amostras foram moídas no moinho de bolas e, em seguida, foram pesadas. A preparação das amostras envolveu a adição de spike combinado Sm/Nd em 50 a 150 mg de amostra, dependendo da amostra, em savillex, e digestão química usando a mistura ácida HF/HNO₃ na proporção de 3:1. Em seguida, colocaram-se as amostras no ultrasom por cerca de 45 minutos, e aqueceram-se a aproximadamente 60°C em placa aquecedora por 10 dias. Deu-se a evaporação das amostras até secura, em placa aquecedora, com savillex aberto; adicionou-se 0.5 ml de HNO₃ concentrado ao resíduo formado e colocou-se para evaporar até a secura novamente; dissolveu-se com aproximadamente 5 ml de HCl 6.0N e deixou-se por uma noite em aquecimento de 60°C em placa aquecedora, com savillex fechado; após essa noite, evaporou-se até secura e dissolveu-se com 1 ml de HCl 2.62N. A próxima etapa foi separar os elementos através das colunas de troca iônica.

5. Desenvolvimento do trabalho

5.1 Atividades realizadas

O trabalho iniciou com uma compilação dos dados de campo advindos da Disciplina Mapeamento Geológico –2002, incluindo-se a organização das amostras coletadas com o objetivo de escolher quais amostras seriam analisadas.

Uma segunda etapa de coleta de amostras foi realizada no primeiro semestre do decorrente ano pelo orientador principal.

Com o auxílio do software AutoCad14, foi feito o mapa geológico de compilação de quatro áreas de mapeamento, áreas essas que somadas deram origem à área atual de estudo.

Com o mapa geológico e as tabelas de compilação de dados de campo, foram escolhidas as amostras que foram laminadas e as amostras que foram preparadas para as diversas análises.

A descrição petrográfica das seções delgadas foi a próxima atividade efetuada, seguido da preparação das amostras para as diversas análises.

Com os resultados das diversas análises prontos, foi feito um trabalho de organização dos mesmos para, finalmente, integrá-los e interpretá-los.

5.2 Dificuldades encontradas

As dificuldades encontradas durante a realização desse trabalho estiveram inicialmente presentes durante as etapas de preparação das amostras que demandaram muito tempo, paciência e minúcia. Houve

um constante cuidado para não haver contaminação das amostras durante a preparação de amostras, que requereu muito trabalho com a limpeza dos equipamentos e dos utensílios utilizados entre a passagem de uma amostra e outra.

A segunda dificuldade encontrada foi particularmente a preparação de amostras para datação U/Pb, pois dentre todas as preparações feitas nesse trabalho, essa foi a mais demorada, detalhada e delicada.

Por fim, a dificuldade final foi o pouco tempo disponível para a fase de interpretação dos resultados advindos das diversas análises. Isso devido a panes ocasionais nos aparelhos dos laboratórios que provocaram um aumento do tempo previsto para a entrega dos resultados.

6. Resultados obtidos

6.1 Unidades geológicas e fácies petrográficas

A geologia da área estudada caracteriza-se por uma grande variedade de unidades mapeadas, cada uma delas representando o agrupamento de diversos litotipos. Vide mapa geológico em anexo.

Analizando pormenorizadamente as amostras coletadas e suas descrições macroscópicas e microscópicas, pode-se observar diferentes tipos petrográficos dentro de uma mesma unidade. Para caracterizar as unidades ígneas mapeadas com maior detalhe, foi utilizado o conceito de fácie dentro das unidades mapeadas. Dessa forma, as fácies dentro de cada unidade são regiões que apresentam características mineralógicas, texturais ou estruturais semelhantes, dentro de uma mesma unidade geológica.

Pode-se distinguir, no extremo noroeste da área de estudo, uma unidade de caráter sedimentar, anquimetamórfica, referente à Bacia do Itajaí, composta, nesta região, por arenitos, siltitos e conglomerados (vide prancha 1, em anexo).

Em contato tectônico (provável zona de falha inversa) com os sedimentos da Bacia do Itajaí tem-se a unidade mais antiga de toda a área, considerada arqueana a paleoproterozóica, formada por gnaisses bandados de composição intermediária a básica com coloração cinza escura a média, intercalado com bandas centimétricas rosadas de composição quartzo- feldspáticas (APEgb). As fácies correspondentes a essa unidade são “fácie biotita gnaisse tonalítico com granada” e “fácie hornblenda gnaisse granítico”. A relação entre essas fácies é estrutural, ou seja, são bandas associadas à estrutura gnáissica dessas rochas que compõem a unidade, e variam de espessura nos diferentes afloramentos.

A sul da unidade gnáissica predominam os metassedimentos do Complexo Metamórfico Brusque (NBxml), encaixando os corpos graníticos intrusivos (vide pranchas 2 e 3, em anexo). Suas litologias variam entre sericita-quartzo xisto esbranquiçado a quartzo- sericita xisto, branco, finamente foliado. Subordinadamente, ocorrem sericita- biotita xistos e sericita- biotita xistos com granada, finamente foliados. Ainda dentro da unidade NBxml há várias lentes de quartzitos micáceos (Nbq), de coloração branca, estrutura maciça e textura lepidogranoblástica.

Dentro dessa unidade litológica, há um extenso e estreito corpo mapeado como leucogranito milonítico (NBgr), com textura porfioclástica e estrutura milonítica, finamente foliado. As fácies correspondentes a essa unidade são “fácie milonítica” e “fácie ultramilonítica”. Essas duas fácies podem representar diferentes intensidades do grau de milonitização sendo sugerido um incremento no grau de milonitização no rumo sul.

Como corpos graníticos intrusivos na unidade NBxml ocorrem biotita-monzogranitos (NBgrn), foliados, branco-rosados, divididos em duas fácies: “fácie biotita monzogranito cinza com textura inequigranular grossa” e “fácie biotita monzogranito branco com textura equigranular fina”. Os biotita monzogranitos parecem representar a borda, mais deformada, da Unidade biotita leucogranito porfirítico, isótropo ou com estruturas de fluxo magmático (NBgrp). Essa unidade foi mapeada como um maciço granítico no centro da área estudada e divide-se em três fácies: “fácie biotita leucogranito porfirítico”, “fácie microleucogranito” e “fácie leucogranito porfirítico cataclástico”. As duas primeiras apresentam diferenças predominantemente texturais, sendo que as amostras pertencentes à fácie microleucogranito estão concentradas na parte mais sul do maciço.

A unidade biotita leucogranito equi a inequigranular, localmente porfirítico (Nbgreg) aparece no extremo nordeste da unidade anterior, devendo representar possivelmente a última manifestação magmática do maciço granítico.

Esses corpos graníticos desenvolveram uma auréola de metamorfismo de contato em suas rochas encaixantes, como pode ser constatado com o crescimento de porfiroblastos centimétricos pós-cinemáticos de andaluzita em grafita-sericita xistos aflorantes nas proximidades da intrusão granítica pós-tectônica. As fotografias de lâminas do CMB encontram-se na prancha 5, em anexo.

Na porção leste da área ocorre uma unidade alongada e estreita faixa de leucognaisses, com os megacristais de feldspato potássico róseo e quartzo fortemente estirados na foliação milonítica (NBgn). A unidade é dividida, por sua vez, em três fácies distintas: “fácie augen gnaisse rosado”, “fácie gnaisse tonalítico” e “fácie metadacito porfirítico”. As duas primeiras diferem-se em termos de mineralogia e textura, pois a fácie augen gnaisse rosado apresenta seus cristais de feldspato centimétricos e muito bem desenvolvidos na estrutura augen, enquanto a fácie gnaisse tonalítico apresenta uma coloração mais escura, conferindo um índice de cor mais elevado, além do que o feldspato predominante é o plagioclásio, sendo o feldspato alcalino apenas acessório. Pode-se considerar uma característica em comum dessas duas fácies o fato de serem ambas caracterizadas por ortognaisses quartzo-feldspáticos.

Em contato com a unidade de leucognaisses (NBgn) aparece uma estreita faixa de quartzito micáceo, cinza-esbranquiçado, impuro, com evidente foliação milonítica (NBqx). Em contato com a unidade NBqx tem-se a unidade NBqxs, tratando-se de sericita-quartzo xistos cinzas, localmente centimetricamente bandados. Observam-se, ainda, lentes de mármore impuro, micáceo, bastante recristalizadas.

O conjunto acima descrito, composto por metassedimentos e rochas ígneas com diferentes graus de deformação passa, após contato tectônico, para um conjunto essencialmente metassedimentar que ocorre na porção sul da área mapeada. Esse segundo conjunto é composto por sericita xistos finos, cinza azulados, passando lateralmente a sericita xistos bandados com alternância centimétrica entre níveis pelíticos e pelito-psamíticos e grafita xistos (NBsx) e ocasionais intercalações de rochas carbonáticas.

6.2 Caracterização petrográfica das unidades geológicas e de suas fácies

Neste item estão contidas as descrições petrográficas macroscópicas e microscópicas das unidades gnáissicas e graníticas que afloram na área. Os dados modais relativos às amostras de granito estão compilados na tabela I, em anexo, e representados na figura 1, no final das descrições petrográficas. As fotomicrografias de lâminas observadas estão na Prancha 4, em anexo.

6.2.1 Unidade gnaisses paleoproterozóicos/ arqueanos- APEgb

6.2.1.1- fácies biotita gnaisse tonalítico com granada

A rocha representante dessa fácie é formada por feldspato, quartzo e biotita, apresenta um IC= 40%, granulometria fina, textura lepidogranoblástica, estrutura foliada, sendo proeminente o bandamento dos minerais máficos alternado a bandas félsicas.

Ao microscópio, a mineralogia primária principal dessa rocha é quartzo, andesina (teor de An próximo de 35), biotita e granada; como mineralogia acessória, têm-se cristais opacos, carbonato e allanita; como mineralogia retrometamórfica, têm-se muscovita, clorita e sericita.

A rocha no geral apresenta um bandamento composicional formado por bandas quartzo- feldspáticas, félsicas, e bandas formadas predominantemente por biotita, máficas. A granada associa-se a essas últimas bandas.

A banda félsica é composta por cristais de quartzo de formato irregular, de caráter intersticial, apresentando extinção ondulante a nicos cruzados. Cristais de quartzo mais arredondados aparecem como inclusões em feldspato. A maior parte das bandas félsicas é formada por cristais de andesina totalmente sericitizados, subidioblásticos a totalmente xenoblásticos, de granulometria variando de 0.2mm a mais de 2mm. O teor de anortita foi estimado nos cristais mais preservados. Apresentam inclusões de cristais de allanita e de cristais arredondados de quartzo. O carbonato é intersticial, ocorrendo nessas bandas félsicas, granobláticas.

As bandas máficas são formadas predominantemente por biotita, clorita e opacos, além de alguns porfiroblastos de granada.

Os cristais de biotita (0.5-0.7mm) apresentam tonalidades marrom-esverdeadas. Formam bandas lepidoblásticas, juntamente com a clorita verde-pálida proveniente de alteração secundária. Os cristais estão orientados segundo o plano de foliação metamórfica principal. Não raro é a presença de biotita em meio às bandas félsicas, contornando os cristais granoblásticos.

Nas bandas máficas mais espessas há uma densa concentração de biotita amarronzada, juntamente com os minerais opacos xenoblásticos e com granulometria variável, e cristais de granada de 1.5mm. Estes apresentam uma coloração rosada pálida a esbranquiçada, formato arredondado e estão muito fraturadas. Apresentam inclusões de quartzo. A granada está restrita às porções máficas.

6.2.1.2 Fácies hornblenda gnaisse granítico

É uma rocha mais clara que a anterior, pois destaca-se a presença de feldspato alcalino de coloração rosa e granulação grossa compondo a mineralogia essencial, junto com quartzo, plagioclásio e máficos, com IC= 15%, sua textura é tipicamente granoblástica grosseira e sua estrutura é gnáissica, fortemente bandada. Distinguem-se claramente bandas félsicas intercaladas a bandas máficas.

Ao microscópio, a mineralogia primária essencial observada é microclínio, andesina (teor de An próximo a 40), quartzo e hornblenda; como mineralogia acessória têm-se, allanita, zircão, opacos, carbonato e apatita; como mineralogia secundária têm-se muscovita, epidoto e clorita.

Essa rocha é formada por bandas félsicas e bandas máficas. A primeira é quartzo-feldspática e a segunda é formada predominantemente por hornblenda verde-oliva.

As bandas félsicas são granoblásticas e apresentam cristais xenoblásticos de quartzo, formando contatos irregulares entre si e apresentam granulometria variável; alguns cristais de quartzo são arredondados, estes ocorrem como inclusões nos cristais de feldspato.

Os cristais de andesina são, assim como os de quartzo, xenoblásticos, apresentando dimensões próximas de 1.5mm. O teor de An nesses cristais de plagioclásio varia em torno de 34 a 60. Alguns cristais estão sericitizados.

Os cristais de microclínio são também xenoblásticos; sua geminação em grade é pouco acentuada. No geral, são totalmente irregulares, mas alguns apresentam-se mais subidioblásticos, com as faces prismáticas um pouco mais desenvolvidas. O feldspato alcalino é, no geral, pertítico. As lamelas de exsolução compoem aproximadamente metade do cristal. As mesopertitas compreendem a maioria dos cristais de feldspato nessa rocha, além de serem mais grosseiras (2-2.5mm). Suas principais inclusões são cristais bem formados de allanita, além de carbonato totalmente irregular e hornblenda (0.2mm) hipidiomórfica. Na borda entre os grãos de feldspato alcalino tem-se uma textura mirmequítica.

As bandas máficas das rochas dessa fácies são compostas predominantemente por cristais subidioblásticos de hornblenda verde-oliva de cerca de 1mm. Associados a eles ocorrem opacos finos

(0.01mm), allanita (0.1mm) e epidoto (0.2mm). Alguns opacos apresentam caráter intersticial. Esse bandamento é algo difuso, sendo que alguns cristais máficos encontram-se em meio às bandas félscicas, predominantes. O epidoto e a clorita formam uma massaroca de alteração secundária. Os cristais de epidoto mais idiomáficos estão sob a forma de inclusões nas bandas quartzo-feldspáticas, principalmente dentro do feldspato. Alguns cristais de hornblenda estão bem alterados para clorita de coloração verde forte e forte azulado anômalo de interferência. A hornblenda está orientada, dando à rocha uma textura nematoblática nas bandas onde predomina.

6.2.2 Magmatismo pré – tectônico

6.2.2.1 Unidade leucogranitos miloníticos (NBgr)

6.2.2.1.1 Fácies milonítica

Macroscopicamente, tratam-se de rochas hololeucocráticas de coloração vermelha escura, formada essencialmente por feldspato alcalino e quartzo, IC = 2%. A textura é porfioclástica com matriz fina, os minerais estando cominuidos e orientados conferem uma estrutura milonítica a essas rochas.

Microscopicamente a mineralogia primária essencial é formada por feldspato alcalino mesoperítico, única fase feldspática presente na rocha, e quartzo; os acessórios são minerais opacos e zircão; e como mineralogia secundária têm-se apenas hidróxidos de ferro.

Observa-se uma textura porfioclástica formada exclusivamente por porfiroclastos de feldspato alcalino (2.5 a 3mm) mesoperítico, além de quartzo recristalizado formando a matriz.

Os porfiroclastos (0.6 a 3mm) formam cerca de 65% de toda a mineralogia dessas rochas e são subidiomórficos a xenomórficos. Alguns cristais apresentam claramente seu hábito tabular, enquanto outros perderam completamente suas formas, estando quebrados, fraturados, com bordas irregulares e sinuosas; no contato entre grãos estão corroídos. Apresentam inclusões de quartzo e minerais opacos. A direção de elongação desses cristais está orientada segundo um plano de foliação milonítica.

O quartzo forma bandas monominerálicas totalmente recristalizadas. Costuma formar grandes massas que estão se individualizando para subgrãos com forte extinção ondulante. Essas bandas estão claramente orientadas segundo o plano de foliação milonítica.

Os únicos acessórios dessas rochas são os minerais opacos e o zircão. Os primeiros são euédricos, enquanto os segundos são xenomórficos e encontram-se fraturados e quebrados.

Na matriz também ocorrem agregados alaranjados de alteração secundária, formada por hidróxidos de ferro, provavelmente pseudomorfos de biotita.

6.2.2.1.2 fácies ultramylonítica

As rochas ultramyloníticas dessa unidade apresentam-se na porção mais meridional do corpo rochoso. São bem rosadas, hololeucocráticas com IC= 2% e formam uma fácies distinta da anterior porque são nitidamente mais deformadas. Seus finos cristais estão todos bem orientados e bandados.

Microscopicamente, encontram-se quartzo e feldspato alcalino pertítico, além de zircão e opacos como minerais acessórios e hidróxidos de ferro provenientes de alteração secundária.

A textura é porfioclástica; porfioclastos de feldspato alcalino (0.7mm) perfazem cerca de 30% da rocha, estando imersos numa matriz fina formada por quartzo, feldspato alcalino e minerais acessórios (0.01mm a mais fino). O quartzo está quebrado, recristalizado, com extinção ondulante a nicois cruzados.

A estrutura é ultramylonítica- a matriz formada predominantemente por quartzo está nitidamente orientada, enquanto os porfioclastos estão mais dispersos.

6.2.2.2 Unidade leucognaisses (NBgn)

6.2.2.2.1 Fácies augen gnaisse rosado

É uma rocha de coloração rosada, quartzo feldspática, com textura lepidogranoblástica grossa e estrutura gnássica bandada, apresentando IC= 4%. Alternam-se claramente bandas quartzo-feldspáticas e bandas maficas. Os cristais centimétricos de feldspato potássico definem uma textura "augen" muito bem pronunciada.

Microscopicamente, a mineralogia primária principal é composta por quartzo, microclínio, andesina (An=30-32), muscovita e biotita; a mineralogia acessória é composta por opacos, zircão e epídoto. Clorita, sericita, muscovita e hidróxidos de ferro são os minerais de alteração mais comuns.

As rochas agrupadas-nessa fácies apresentam uma alternância entre bandas granoblásticas félsicas dominantes e bandas lepidoblásticas formadas principalmente por biotita.

As bandas félsicas são formadas por quartzo, andesina e microclínio, além de sericita proveniente de alteração secundária.

O microclínio é porfioclástico e apresenta a maior dimensão entre todos os cristais dessa rocha (2.5 a 3mm). Sua geminação em grade é bem pronunciada em grande parte dos cristais e geralmente mostra lamelas albíticas tardi a pós- magmáticas. Os cristais estão fraturados, deformados. Ocorrem fraturas de até 0.2mm de espessura preenchidas por quartzo. Inclusões de bitotia, muscovita, andesina e quartzo.

Os cristais de andesina são a minoria dos cristais que formam as bandas félsicas e apresentam dimensões bem inferiores às do microclínio, na ordem de 0.5mm. O teor de An varia entre 30-32. No geral estão sericitizados, principalmente em seus núcleos. São subidiomórficos a totalmente xenomórficos, deformados.

O quartzo apresenta-se recristalizado, com geometria irregular e contatos poligonizados entre os grãos. Ocorrem cristais maiores (2mm) que estão quebrados e transformando-se em subgrãos, a subgrãos finos (0.05mm). Apresentam extinção fortemente ondulante, evidenciando deformação.

As bandas lepidoblásticas são formadas por, biotita, epidoto, sericita e muscovita.

A biotita é fina a média (0.05 a 0.5mm) e é o principal mineral formador das bandas lepidoblásticas, juntamente com cristais de muscovita (0.05-0.08) primários, ambos hidroblásticos.

Epidoto (0.05- 0.5mm) de coloração verde clara é subidiomórfico e produto de alteração deutérica.

A sericita parece ser produto de alteração secundária e forma algumas bandas exclusivas.

Essas bandas lepidoblásticas estão orientadas segundo uma foliação milonítica. As micas facilmente se orientam, enquanto as bandas félsicas, granoblásticas, mais competentes, se quebram, deformando-se.

6.2.2.2 Fácies gnaisse tonalítico

Apresenta uma coloração cinza escura, mineralogia quartzo-feldspática, textura lepidogranoblástica fina a média e estrutura tipicamente gnáissica, intercalando-se bandas quartzo-feldspáticas granoblásticas e bandas máficas lepidoblásticas, com IC=15%.

Microscopicamente, observa-se uma mineralogia primária formada por quartzo, andesina (An=30), clorita e sericita; como mineralogia acessória têm-se microclínio, opacos, biotita, muscovita, e zircão; como mineralogia secundária, têm-se sericita, epidoto e carbonatos.

As rochas agrupadas sob essa designação também apresentam um bandamento entre bandas granoblásticas, quartzo-feldspáticas, e bandas micáceas, cuja clorita é o mafico primário exclusivo.

Diferentemente da fácies anterior, essa fácies apresenta como mineral félsico principal a andesina, que perfaz cerca de 90% da mineralogia das bandas félsicas. A andesina ocorre como porfiroclastos, chegando a apresentar 3mm de dimensão. Apresenta geometria irregular, é xenomórfica a subidiomórfica e está recristalizada e sericitizada. Apresenta inclusões de biotita, muscovita e epidoto. Alguns cristais estão deformados, quebrados.

O microclínio tem caráter acessório e perfaz menos de 1% das bandas félsicas. São xenomórficos e apresentam dimensões por volta de 0.3mm.

O quartzo perfaz cerca de 10% das bandas granoblásticas. Está recristalizado, quebrado, cominuído. A dimensão desses cristais varia em torno de 0.01 a 0.1mm.

As bandas micáceas são formadas por sericita, clorita, biotita, muscovita e epidoto. O principal mineral presente nessas bandas é a sericita, seguida da clorita. A sericita forma bandas exclusivas ou associada à muscovita. A clorita apresenta uma tonalidade verde clara forte e está associada à biotita, porém forma bandas por vezes monominerálicas. Seus cristais são os maiores (até 0.8mm) em relação a todos os minerais que formam as bandas micáceas. Os opacos associam-se geralmente à clorita.

O epidoto é frequente nesas bandas, associado à clorita e à biotita. No geral, são subidioblásticos e suas dimensões variam entre 0.05 a 0.4mm. Alguns cristais são prismáticos bem desenvolvidos.

A biotita, de caráter acessório, é marrom-esverdeada, apresenta formas hidroblásticas e dimensões de cerca de 0.2mm. A muscovita também é acessória, ocorrendo apenas alguns cristais hidroblásticos de cerca de 0.2mm geralmente associados às bandas de sericita.

As bandas micáceas formam uma foliação milonítica que está crenulada em determinadas regiões.

6.2.2.3 Fácies metadacito porfirítico

É uma rocha rosada, com IC= 2%, porfirítica, com matriz fina inequigranular e fenocristais de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo, com estrutura milonítica.

Microscopicamente, encontram-se fenocristais de quartzo, andesina (An=35-40) e feldspato alcalino (1mm), em matriz fina (0.01mm) a média (0.1mm), formada por muscovita, quartzo, biotita, minerais opacos e hidróxidos de ferro de alteração secundária.

Os fenocristais estão distribuídos dispersamente pela rocha e compõem cerca de 40% de toda a mineralogia da mesma.

Os fenocristais de quartzo são irregulares e apresentam forte extinção ondulante que dá ao cristal uma coloração anormalmente azul a níveis cruzados e sua forma varia de subhexagonal a bem arredondado, com dimensões próximas a 3mm; a andesina é subidiomórfica e está sericitizada; o microclínio é pertítico, subidiomórfico a xenomórfico e apresenta inclusões de biotita e muscovita.

A matriz inequigranular é formada por cristais de quartzo e feldspato irregulares e poligonizados.

A muscovita é inequigranular e sempre mais grossa que o quartzo (até 1mm) e formam bandas lepidoblásticas orientadas segundo um plano de foliação pouco pronunciado, provavelmente milonítica. As bandas rodeiam as bordas dos fenocristais. Nessas bandas também encontram-se as massarocas amorfas formadas por hidróxidos de ferro de origem secundária.

A biotita é um mineral acessório das bandas lepidoblásticas, junto com os opacos. Está destruída, é possível notar cristais de até 0.5mm corroídos.

A dimensão de maior elongação dos fenocristais está orientada paralelamente à foliação marcada pelas bandas lepidoblásticas. Dessa forma, parece ter havido algum tipo de deformação, provavelmente milonítica, que orientou e deformou os cristais dessa rocha.

6.2.3 Magmatismo pós-tectônico

6.2.3.1 Unidade biotita monzogranito- NBgrn

6.2.3.1.1 Fácies biotita monzogranito cinza com textura inequigranular grossa

Macroscopicamente, é uma rocha acizentada, com textura inequigranular grossa, formada por quartzo, feldspato branco e biotita, esta fornecendo um índice de cor de 6%. A biotita está orientada, conferindo uma aspecto levemente foliado. Essa Unidade representa a borda do maciço Valsungana na área de estudo.

Microscopicamente, os minerais primários principais são quartzo, microclínio, andesina (An=35) e biotita; como acessórios aparecem opacos, titanita, zircão e epídoto; como mineralogia secundária tem-se muscovita e clorita.

A textura observada é porfirítica, determinada pela presença de fenocristais de microclínio em matriz inequigranular subidiomórfica.

O microclínio é idiomórfico, com dimensões entre 1.5 a 6mm. Apresenta geminação em grade pouco acentuada e notável a presença de lamelas de exsolução (pertitas) tardia a pós-magmáticas. Textura mirmequítica se faz presente em suas bordas. Apresenta inclusões de quartzo arredondado, andesina e biotita.

A andesina ocorre na matriz como cristais subidiomórficos a xenomórficos, com dimensões próximas de 0.3mm, além de poucos cristais maiores (1mm) e mais bem formados. Encontra-se saussuritizada, principalmente substituída por epidoto e muscovita.

O quartzo (0.05 a 1mm) é xenomórfico, sua geometria é bastante irregular e parece estar por vezes recristalizado. Forma porções exclusivamente quartzosas, com poucos cristais de feldspato.

As bandas maficas são formadas pela associação de biotita, titanita e minerais de alteração.

A biotita (0.3 a 1.5mm) apresenta um pleocroismo variando de verde-claro a verde-oliva escuro. Seus cristais são idiomórficos a subidiomórficos. Os cristais estão orientados. Alguns cristais estão alterados para clorita.

A titanita apresenta uma coloração catanho-clara, é euédrica, ocorrendo sob as mais variadas dimensões (0.1mm a grandes cristais de 3.5mm). Em contato com os cristais de titanita sempre estão a biotita e os opacos. Junto aos cristais felsicos forma contatos retilíneos, porém com os minerais maficos forma contatos irregulares, corroídos. Às vezes ocorre como inclusões em biotita, e apresenta inclusões de opacos e quartzo.

O epidoto apresenta uma coloração verde clara amarelada, está sempre associado às bandas maficas, comumente em contato com biotita subidiomórfica. O epídoto é totalmente xenomórfico, por vezes esquelético, ocorrendo sob as mais variadas dimensões, desde 0.2 a 2mm.

Os opacos apresentam dimensões 0.05 a 0.7mm e são idiomórficos a xenomórficos.

A muscovita no geral ocorre como finas ripas (0.02mm) intersticiais e também como alteração no interior de cristais de andesina e de feldspato potássico. As ripas finas também ocorrem associadas à biotita,

formando as bandas máficas. Poucos cristais subidiomórficos e mais grosseiros ocorrem substituindo a andesina.

6.2.3.1.2 Fácies biotita monzogranito branco com textura equigranular fina

Macroscopicamente, difere da fácies anterior por ter uma textura mais fina e equigranular. Apresenta a mesma mineralogia da fácies anterior.

6.2.3.2 Unidade biotita leucogranito porfirítico- NBGrp

6.2.3.2.1 Fácies biotita leucogranito porfirítico

São rochas acizentadas, hololeucocráticas com megacristais brancos de feldspato alcalino de até 8 cm em grande quantidade. Apresenta uma matriz hipidiomórfica de textura média a grossa formada por feldspato branco, quartzo e biotita com IC em torno de 1. A estrutura é maciça. Microscopicamente, a mineralogia primária essencial é formada por quartzo, microclínio, andesina (An=35) e biotita; como minerais acessórios têm-se titanita, opacos e zircão; como minerais de alteração secundária têm-se epidoto, clorita, sericita, muscovita e hidróxidos de Fe.

Essas rochas apresentam textura porfirítica, com matriz inequigranular grossa subidiomórfica. O mineral máfico principal é a biotita, que está geralmente alterada para clorita.

O microclínio ocorre sob a forma de megacristais idiomórficos, com geminação em grade bem pronunciada. Alguns cristais apresentam muscovita fina de hábito raidado em seu interior. Lamelas albíticas aparecem em pequena quantidade.

A andesina (0.5mm) aparece na matriz e é subidiomórfica, ocorrendo poucos cristais idiomórficos; o contato entre grãos são sinuosos, irregulares. Está levemente sericitizada e apresenta inclusões de quartzo arredondado.

O quartzo é xenomórfico, com formatos irregulares, dimensões próximas a 0.4mm. Ocorrem também sob a forma de cristais intersticiais, menores.

Os máficos primários dessas rochas são a biotita, a titanita e os opacos. A clorita, a muscovita e o epidoto são os máficos secundários.

Os poucos cristais de biotita (0.3mm) estão xenomórficos, corroídos e quase totalmente alterados para clorita. Apresentam uma coloração verde forte e leve pleocroísmo. Ocorrem esparçadamente distribuídas na lâmina.

O epidoto (0.2mm) apresenta coloração verde clara amarelada, é xenomórfico, ocorre isolado ou acompanhado da clorita e aos demais máficos.

A titanita (0.08mm) é verde clara, euédrica e fina.

A muscovita (muito fina a 0.6mm) é subidiomórfica a xenomórfica, associa-se à clorita de alteração, ou ocorre substituindo os fenocristais de microclínio. Grande parte da muscovita é proveniente da alteração da andesina, junto com a sericita.

6.2.3.2.2 Fácies *microleucogranito*

São rochas intrusivas na fácies anterior, hololeucocráticas, apresentando coloração rosada, diferindo sensivelmente da anterior por apresentar textura equigranular fina.

Sua mineralogia primária essencial observada ao microscópio é feldspato alcalino, andesina (An=30) e quartzo, os acessórios são biotita, opacos e zircão. Hidróxidos de ferro provenientes de alteração secundária são comuns.

Ao microscópio, apresentam textura inequigranular fina, formada essencialmente por quartzo e dois feldspatos, com IC < 1%.

O feldspato alcalino é o maior cristal dessa rocha, chegando a 1.5mm. São cristais idiomórficos.

A andesina é mais fina que o microclínio (0.5mm) e encontra-se xenomórfica. Por vezes, apresenta textura microgranofírica.

O quartzo (0.4mm) é intersticial.

Os poucos cristais de biotita (0.1mm) estão muito alterados. Associados a eles ocorrem cristais opacos.

6.2.3.2.3 Fácies *leucogranito porfirítico cataclástico*

A rocha representante dessa fácies é leucocrática, apresenta uma coloração acinzentada, textura inequigranular grossa, mineralogia quartzo-feldspática e minerais máficos conferindo um índice de cor de 7%. É uma rocha de dique, cortando o leucogranito porfirítico.

A mineralogia primária essencial observada ao microscópio é andesina (An=35) e quartzo; como minerais acessórios têm-se opacos e muscovita; como minerais provenientes de alteração secundária têm-se opacos, clorita e sericita.

Essas rochas apresentam uma textura porfioclástica inequigranular, cuja matriz cominuída é formada por cristais de quartzo e em menor quantidade andesina.

Os porfiroclastos de andesina (até 1.5mm) são xenomórficos e apresentam-se fraturados, deformados. Estão levemente sericitizados e apresentam inclusões de muscovita hipidiomórfica (0.1mm).

Os porfiroclastos de quartzo (até 1.5mm) são cristais xenomórficos também, recristalizados e com forte extinção ondulante a nicos cruzados.

A matriz dessas rochas é formada por andesina e quartzo inequigranulares, de tal forma que há um decréscimo gradativo de granulometria desde os porfiroclastos grosseiros (de 0.8 a 1.5mm) até os cristais mais finos da matriz (<0.05mm), passando por granulometrias intermediárias.

Ocorrem alguns veios formados por minerais opacos e clorita, ambos secundários.

De acordo com os procedimentos descritos no item “materiais e métodos”, foram realizadas análises modais nas seções delgadas dos litotipos de granitos. Os nomes das rochas foram estabelecidos de acordo com a nomenclatura proposta por Streckeisen, A. (1976).

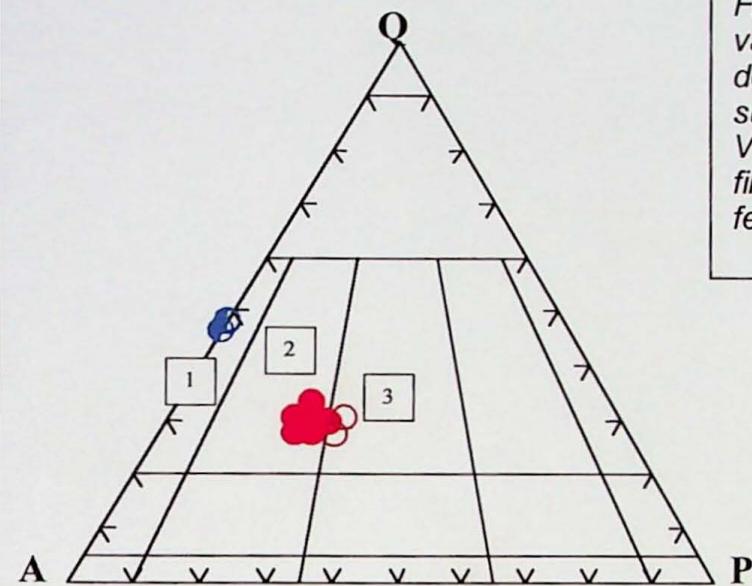


Figura 1: Diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976) com os valores modais obtidos na contagem de pontos em seções delgadas. Legenda: ●: biotita leucogranitos porfiríticos da suíte Valsungana (núcleo); ○: biotita monzogranitos da suíte Valsungana (borda); ○: leucogranitos miloníticos do corpo filoneano da unidade NBgr. Campos: 1- granito álcalfeldspático; 2: sienogranito; 3: monzogranitos.

6.3 Geoquímica das rochas graníticas

Os dados geoquímicos foram obtidos principalmente para caracterizar os diferentes tipos de rochas graníticas encontradas na região estudada. Ao total foram obtidas análises para seis amostras da Suíte Valsungana e três para os álcalfeldspatos granitos miloníticos. Os resultados analíticos obtidos são apresentados na tabela II, em anexo; a mineralogia normativa correspondente às amostras analisadas está apresentada na tabela III, também em anexo. De forma geral, os resultados reforçam as informações geológicas e petrográficas e separam claramente dois grupos maiores, com afinidades geoquímicas contrastadas: o primeiro formado pelos monzo a leucogranitos inequigranulares a porfiríticos da suíte Valsungana; e o segundo, pelos álcalfeldspatos leucogranitos miloníticos que constituem o extenso mas pouco espesso corpo filoneano que aflora a leste dos granitos Valungana na área de estudo.

Para melhor visualização dos resultados, foram confeccionados diversos diagramas de Harker, tratando-se de diagramas de variação nos quais os óxidos ou os elementos-traços são plotados versus SiO_2 .

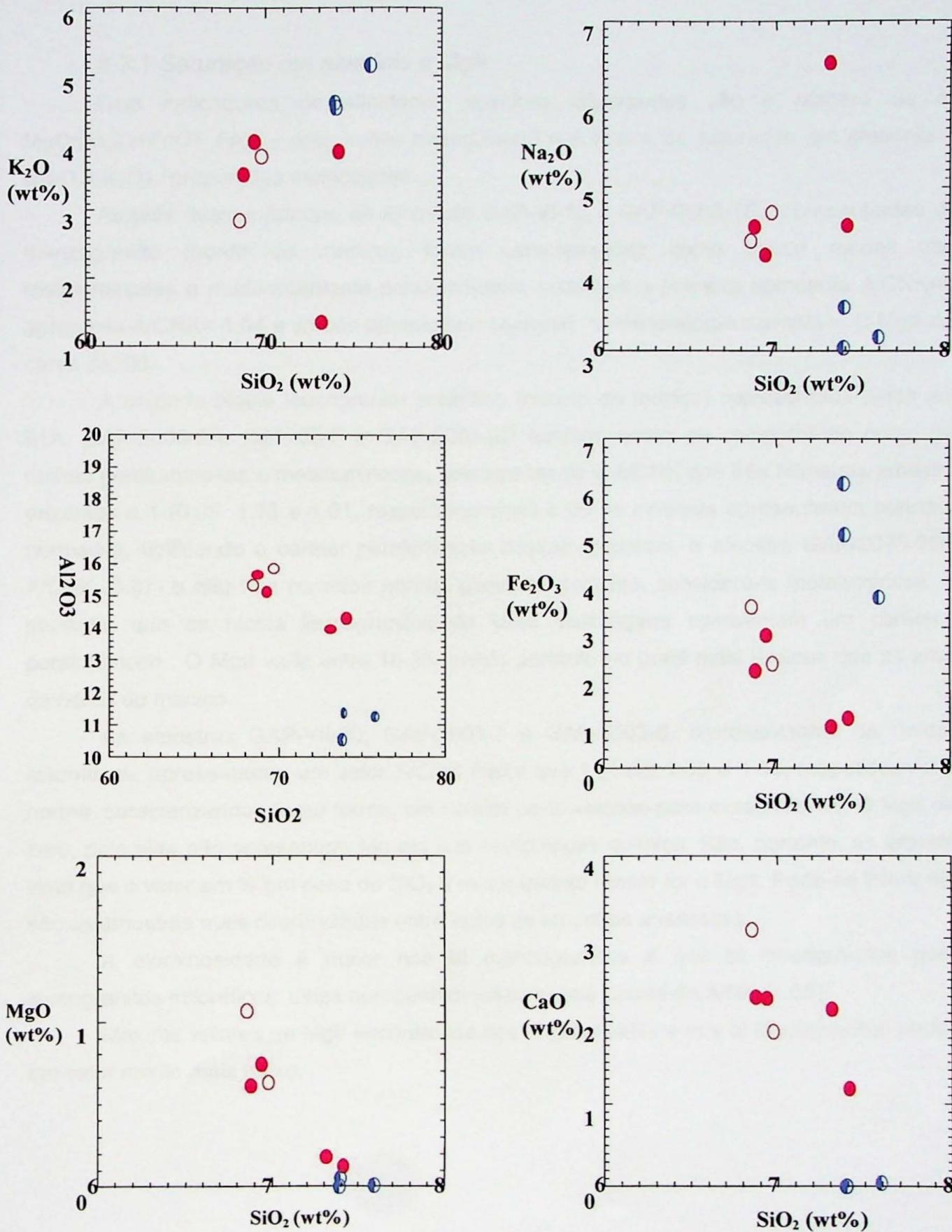


Figura 2: Diagramas de Harker para os elementos maiores. Legenda: ●: biotita leucogranitos porfiríticos da suíte Valsungana (núcleo); ○: biotita monzogranitos da suíte Valsungana (borda); ○: leucogranitos miloníticos do corpo filoneano da unidade NBgr.

6.3.1 Saturação em alumínio e Mg#

Dois indicadores de afinidades químicas importantes são o número de magnésio (mg#= $MgO/(MgO+FeO+ Fe_2O_3)$, proporções moleculares) e o índice de saturação em alumínio A/CNK= $(Al_2O_3) / (CaO + K_2O)$, proporções moleculares.

Através desses fatores, as amostras GAP-VI-15 e GAP-2003-1B, representantes da unidade biotita monzogranito (borda do maciço), foram caracterizadas como sendo rochas transicionais entre metaluminosas e moderadamente peraluminosas, visto que a primeira apresenta A/CNK= 0.97, a segunda apresenta A/CNK= 1.04 e ambas apresentam corindon na mineralogia normativa. O Mg# dessas amostras é cerca de 36.

A unidade biotita leucogranito porfirítico (núcleo do maciço) representada pelas amostras GAP-VII-91A, GAP-2003-2A, GAP-00-F e GAP-2003-2D também estão se comportando como transicionais entre rochas peraluminosas e metaluminosas, pois apesar de o A/CNK das três primeiras amostras estarem muito próximos a 1 (0.99, 1.03 e 1.01, respectivamente) e de as mesmas apresentarem corindon na mineralogia normativa, tipificando o caráter peraluminoso dessas amostras, a amostra GAP-2003-2D apresenta baixo A/CNK (0.87) e não tem corindon norma, podendo, portanto, considerá-la metaluminosa. Pode-se concluir, portanto, que os biotita leucogranitos da suíte Valsungana apresentam um caráter moderadamente peraluminoso. O Mg# varia entre 18-36, sendo portanto no geral mais félsicas que as amostras analisadas da borda do maciço.

As amostras GAP-VII-80, GAP-2003-3 e GAP-2003-6, representantes da unidade leucogranitos miloníticos, apresentaram um valor A/CNK maior que 1 (1.05, 1.06 e 1.03, respectivamente) e corindon na norma, caracterizando, dessa forma, um caráter peraluminoso para essas rochas. O Mg# dessas amostras é zero, pois elas não apresentam Mg em sua composição química. São, portanto, as amostras mais félsicas, visto que o valor em % em peso de SiO_2 é maior quanto menor for o Mg#. Pode-se inferir nesse contexto que são as amostras mais diferenciadas entre todas as amostras analisadas.

A aluminosidade é maior nos bt monzogranitos e nos bt leucogranitos porfiríticos que nos leucogranitos miloníticos, estes apresentam valores mais baixos de A/NK (1.05).

Maiores valores de Mg# encontrados nos bt granítoides e nos bt leucogranitos porfiríticos, estes, com um valor médio mais baixo.

Em contrapartida, o La apresenta comportamento contrário ao Sr, sendo maior nos leucogranitos miloníticos (média de 450 ppm), com valores decrescentes para os biotita granítoides e para os leucogranitos porfírticos (média de 48.5 e 35, respectivamente). Percebe-se, também, que não há uma variação significativa nos valores desses elementos-traços para essas duas unidades.

O Nd apresenta o mesmo comportamento do La, com valores médios de 275, 36 e 32.5 ppm, respectivamente para os leucogranitos miloníticos, leucogranitos porfírticos e para os biotita granítoides. A mesma diferença não significativa entre as duas últimas unidades pode ser observada para o Nd, assim como foi visto para o La.

O Ce apresenta o mesmo comportamento, com os menores valores para os leucogranitos porfírticos (cerca de 50 ppm).

Os valores de Ba apresentam uma variação menor que os valores anteriores, sendo que a tendência é de os leucogranitos miloníticos apresentarem os menores valores (cerca de 700 ppm).

O Rb também apresenta pouca variação, havendo valores ligeiramente maiores para os leucogranitos miloníticos (130 ppm).

As amostras dos leucogranitos miloníticos apresentam valores altos de Zr, Nb e Ta e valores baixos de Sc, Cr, Co, Ba e Sr.

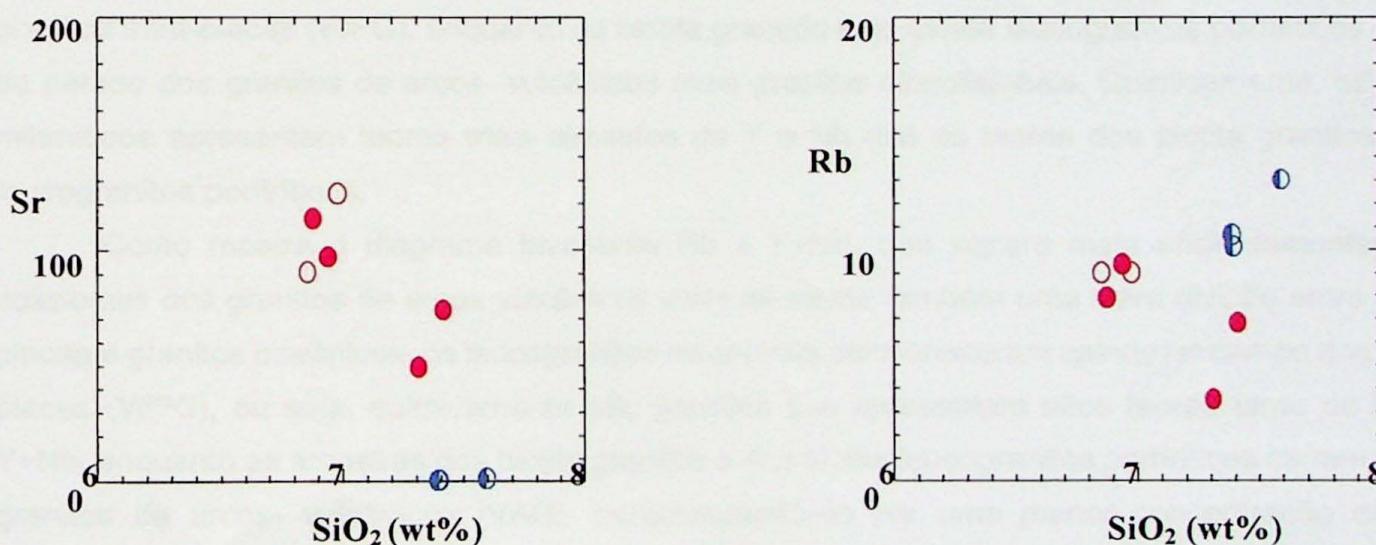


Figura 5: Diagramas de Harker para os elementos-traços. Legenda: a mesma das páginas anteriores.

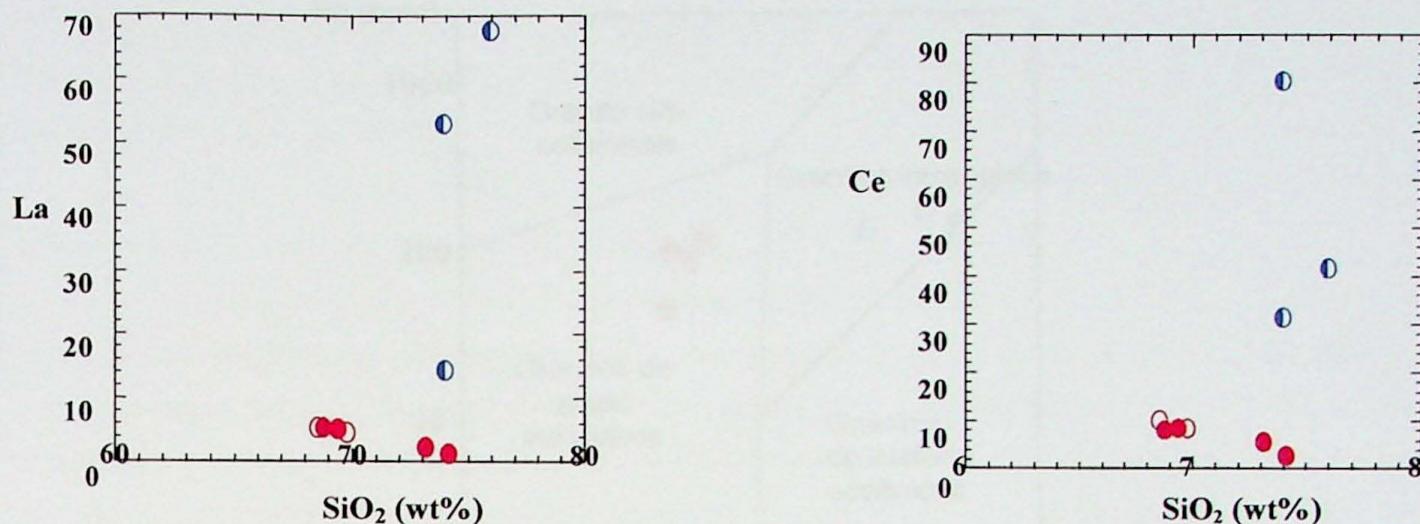


Figura 6: Diagramas de Harker para os elementos-traços. Legenda: a mesma das páginas anteriores.

6.3.4 Diagramas discriminantes

O primeiro estudo sistemático de geoquímica de granitos a partir de ambientes tectônicos conhecidos foi feito por Pearce et al. (1984). Segundo o autor, os elementos Y, Yb, Rb, Ba, K, Nb, Ta, Ce, Sm, Zr e Hf discriminam mais efetivamente granitos entre os diferentes ambientes tectônicos.

No diagrama Yx Nb proposto por Pearce et al (1984) os leucogranitos miloníticos caíram no campo dos granitos intra-placas (WPG), enquanto os biotita granitos e os biotita leucogranitos porfiríticos caíram dentro do campo dos granitos de arcos- vulcânicos mais granitos sincolisionais. Quimicamente, os leucogranitos miloníticos apresentam teores mais elevados de Y e Nb que os teores dos biotita granitos e dos biotita leucogranitos porfiríticos.

Como mostra o diagrama bivariante Rb x Y+Nb, que separa mais eficientemente granitos sincolisionais dos granitos de arcos vulcânicos além de existir também uma clara divisão entre granitos intra-placas e granitos oceânicos, os leucogranitos miloníticos permaneceram caindo no campo dos granitos intra-placas (WPG), ou seja, quimicamente são granitos que apresentam altos teores tanto de Rb quanto de Y+Nb; enquanto as amostras dos biotita granitos e dos biotita leucogranitos porfiríticos caíram no campo dos granitos de arcos- vulcânicos (VAG), caracterizando-se por uma menor concentração de Y+Nb, mas mantendo praticamente os mesmos teores de Rb encontrados nos leucogranitos miloníticos. Não se pode notar nesse diagrama alguma diferença química entre as amostras de biotita granitos e de biotita leucogranitos porfiríticos.

Em todos os diagramas discriminantes, as suítes dos diagramas para rochas graníticas não podem ser usadas sem se tomar o devido cuidado com a mobilidade dos elementos químicos e com a cristalização fracionada (Rollinson 1993).

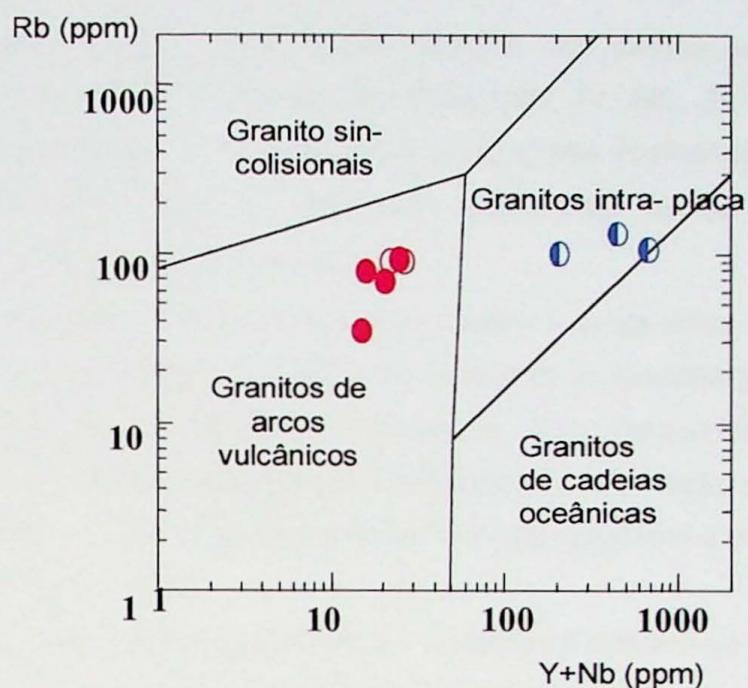


Figura 7: Diagrama $Rb \times Y + Nb$ de Pearce et al (1984). Legenda: a mesma das páginas anteriores.

6.3.5 Classificação das rochas graníticas baseadas no alfabeto genético (S-I-A-M)

De acordo com Chappel e White (1974) e White e Stephens (1988), granitos tipo I (fonte ígnea) são aqueles que apresentam $A/CNK < 1.1$, $87Sr/86Sr < 0.705$, implicando em rochas fontes de composição intermediária a máfica, ou de derivação infracrustal.

Todas as amostras analisadas do maciço granítico, ou seja, tanto as amostras da borda (biotita granitóides) quanto às do núcleo (bioita leucogranitos porfiríticos) apresentam $A/CNK < 1.1$, porém suas razões iniciais $87Sr/86Sr$ são ligeiramente maiores que 0.705, numa média de 0.708. Logo, essas amostras não se encaixam perfeitamente nessa classificação como sendo granitos tipo I.

Segundo Chappel e White (1974) e White e Chappel (1988), esse tipo de granito apresenta $A/CNK > 1.1$, $87Sr/86Sr > 0.707$, implicando em rochas fontes sedimentares ou protólitos supracrustais. Todas as amostras do Maciço granítico analisadas estão dentro desses parâmetros, pois apresentam A/CNK médio de 0.98 e $87Sr/86Sr$ médio de 0.708.

Os granitos Valsungana foram considerados por Basei (1985) como granitos tipo S (fonte sedimentar). Já Castro (1997) sugere que as condições de geração dos protólitos do Maciço Valsungana são mais compatíveis com granitóides do tipo I bem evoluídos ou tipo S fortemente fracionados.

Ressalta-se nesse ponto um questionamento: podem os granitos ser gerados exclusivamente por uma fonte ígnea ou sedimentar? Dada a complexidade química e genética da crosta, os granitóides podem apresentar fontes híbridas e não podem ser classificados utilizando-se apenas alguns parâmetros limitados.

Em contrapartida, os leucogranitos miloníticos encaixam-se bem na classificação de granitos tipo A (anorogênicos/ alcalinos) propostas por Loiselle and Woners (1979), Collins et al (1982), Clemens et al

(1986) e Creaser et al (1991). Segundo os mesmos, um granito anorogênico é aquele que apresenta $A/CNK > 1.0$, baixo teor de CaO, alta razão Fe/Mg, alto Ta, Nb, Zr, baixo Sc, Cr, Co, Ba e Sr e são interpretados como resultantes de um magmatismo em zonas de rifteamento e cráticos estáveis.

6.3.6 Comparação entre as amostras analisadas nesse trabalho e amostras do granito Valsungana analisadas por Castro (1997)

O único trabalho que trata especificamente sobre a geoquímica dos granitos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque é o de Castro (1997). As amostras analisadas por Castro (1997) são biotita-quartzo monzogranitos cinzas típicos da suíte Valsungana, com megacristais de feldspato potássico branco chegando a 5 cm em matriz inequigranular hipidiomórfica formada por quartzo, microclínio, oligoclásio-andesina e biotita marrom avermelhada como mineralogia essencial e os minerais acessórios zircão, allanita, titanita, minerais opacos e apatita.

Quimicamente, assemelham-se em alguns aspectos e diferem-se em outros. São amostras igualmente félsicas, com teor de SiO_2 variando entre 64 a 73% de porcentagem em peso; os teores de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO e CaO são próximos, enquanto que K_2O e Na_2O são mais baixos nas amostras de Castro.

Os elementos traços Nd, La, Ga e Ce apresentam teores semelhantes, este último elemento é ligeiramente mais alto nas analisadas por Castro. Sr e Ba são mais baixos e Rb é mais alto nas amostras de Castro.

Os valores de Mg# são intermediários entre os menores valores encontrados nesse trabalho (18) e os maiores (36). Os diagramas de Harker ilustrando os valores acima descritos encontram-se na prancha 7, em anexo.

As amostras de Castro são todas moderadamente peraluminosas, pois apresentam A/CNK sempre maiores que 1 (média de 1.03).

No diagrama discriminante Y+Nb x Rb, as amostras de Castro caíram nos campos WPG (granitos intra-placas) e VAG (granitos de arcos vulcânicos), enquanto as amostras dos granitos Valsungana analisadas nesse trabalho caíram todas no campo VAG.

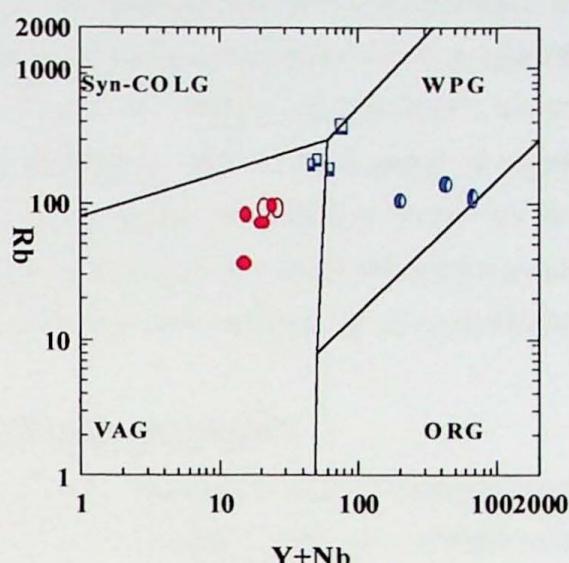


Figura 8: Diagrama Rb x Y + Nb de Pearce et al (1984). Legenda : a mesma da figura anterior.

6.4 Geocronologia U/Pb

6.4.1 Embasamento teórico

Para o cálculo das idades radiométricas, foram utilizadas as razões entre os isótopos Pb^{204} , Pb^{206} , Pb^{207} , U^{238} e U^{235} obtidas com a leitura do espectrômetro Finnigan MAT 262 do CPGeo-IGc-USP. Os resultados foram tratados no programa de software PbDAT (1993) e a confecção dos diagramas foi elaborada no ISOPLOT de Ludwing (1998).

O elemento U possui dois isótopos naturais, o U^{235} e U^{238} . Esses isótopos originam duas séries de desintegração, tendo como produto os isótopos radiogênicos estáveis de Pb^{207} e Pb^{206} respectivamente. Para os isótopos de U as meia-vidas e as constantes de desintegração são dadas por:

$$U^{235}: T_{1/2} = 0,7038 \times 10^9 \text{ anos} \quad \lambda(1) = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$$

$$U^{238}: T_{1/2} = 4.468 \times 10^9 \text{ anos} \quad \lambda(2) = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}, \text{ apresentadas por Steiger \& Jäger (1977)}$$

No cálculo das idades radiométricas é utilizado o seguinte procedimento:

$$Pb^{206} = U^{238} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad Pb^{207} = U^{235} \times (e^{\lambda t} - 1)$$

que resolvidas na equação abaixo, fornece o tempo t ou a idade radiométrica:

$$t = 1/\lambda \{ \ln [1 + (Pb^{206}/Pb^{204})_r - (Pb^{207}/Pb^{204})_0] / (U^{238}/Pb^{204}) \},$$

onde o Pb^{204} é o chumbo comum do material analisado, somado com o Pb presente no laboratório. Esse mesmo raciocínio é utilizado também para o par U^{235} - Pb^{207} .

As razões obtidas foram plotadas no Diagrama Concórdia, que contém a Curva Concórdia. Esta representa o lugar geométrico dos pontos com idades concordantes, obtidos através dos dois cronômetros U^{238}/Pb^{206} e U^{235}/Pb^{207} e, por conseguinte, também do par radiogênico Pb^{207}/Pb^{206} [Ahrens (1955) e Wetherill (1956)]. Caso o sistema U-Pb tenha permanecido fechado, os dados analíticos resultantes da leitura do espectômetro devem estar situados sobre essa curva, o que normalmente não acontece, havendo portanto três idades diferentes. A reta que alinha os diferentes pontos discordantes chama-se Discórdia, e sua intersecção com a curva Concórdia (intercepto superior) é interpretada como a idade cristalização da rocha, sendo mais confiável quanto mais concordante forem as análises. Para o intercepto inferior da curva Concórdia existem interpretações que o relacionam a uma perda contínua de Pb (sem significado geológico) ou a uma perda episódica de Pb, associada a um evento tectônico (com significado geológico).

6.4.2 Idades radiométricas obtidas

Zircões prismáticos, transparentes, límpidos e pertencentes à fração magnética NM (-4), extraídos da amostra GAP-00-F (biotita leucogranito porfirítico), definem uma

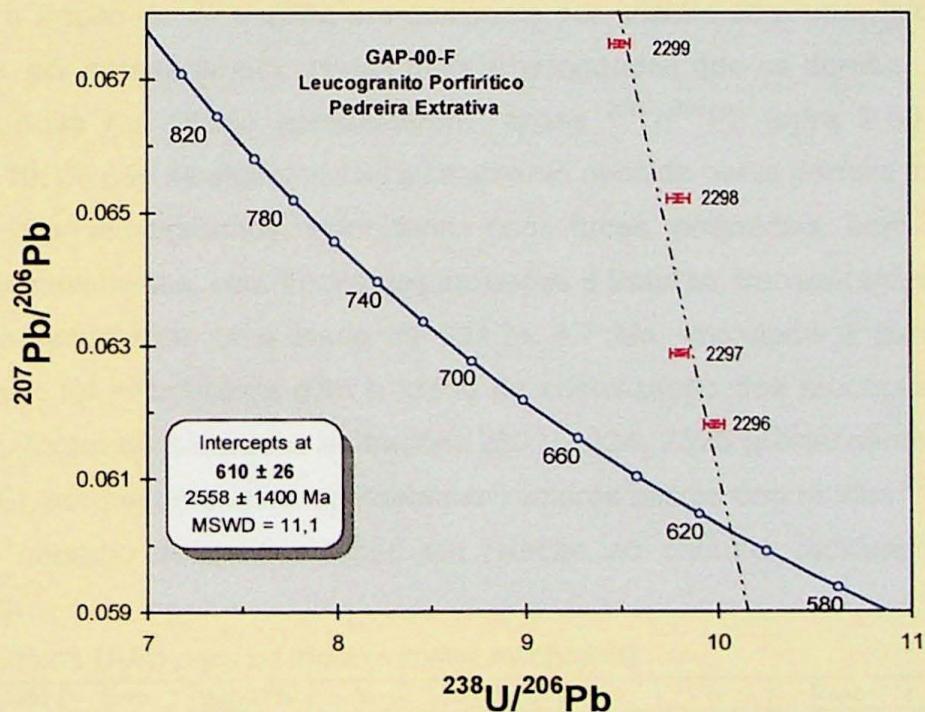


Figura 9: Diagrama Terra-Wasserburg para o leucogranito porfirítico da Pedreira Extrativa (amostra GAP-00-F)

| SPU | 207/235# | Erro | 206/238# | Erro | 206/204* | Pb | U | Peso | 206/238 |
|------|----------|-------|----------|-------|----------|-------|-------|-------|------------|
| | | (%) | | (%) | | (ppm) | (ppm) | (mg) | Idade (Ma) |
| 2296 | 0.85351 | 0.527 | 0.100164 | 0.52 | 3098 | 46.4 | 461.4 | 0.043 | 615 |
| 2297 | 0.88412 | 0.493 | 0.101982 | 0.487 | 3336 | 40.0 | 386.9 | 0.032 | 626 |
| 2298 | 0.91735 | 0.594 | 0.102046 | 0.585 | 2462 | 35.9 | 350.5 | 0.034 | 626 |
| 2299 | 0.98018 | 0.576 | 0.105274 | 0.571 | 2206 | 42.5 | 396.5 | 0.031 | 645 |
| 2300 | 0.83891 | 0.5 | 0.098125 | 0.494 | 2410 | 34.8 | 339.2 | 0.034 | 603 |

*Tabela 1: Dados analíticos U/Pb para os leucogranitos porfiríticos da Pedreira Extrativa (amostra GAP-00-F). Legenda: SPU: número de laboratório; # Pb radiogênico corrigido para branco e Pb inicial; * Pb não radiogênico.*

reta discórdia com intercepto inferior de 610 ± 26 Ma. Esta idade foi interpretada como a idade de cristalização desse leucogranito, gerado a partir da fusão de um protólito paleoproterozóico a arqueano segundo a sugestão do intercepto superior. As fotografias dos cristais de zircão encontram-se anexas, na prancha 6.

A elevada discordância das frações é atribuída a diferentes proporções entre o material neoformado há 610 Ma e os núcleos antigos.

Para o cálculo dessa idade, foram utilizadas as razões isotópicas obtidas em quatro das cinco frações analisadas, porque a fração de SPU 2300 era composta por cristais com uma tipologia distinta das quatro tipologias anteriores, por apresentarem arestas mais arredondadas que os demais. Além disso, enquanto as quatro frações utilizadas no cálculo apresentaram razões $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ entre 9.50 e 9.98, a fração 2300 apresentou a razão 10.19, não se ajustando ao alinhamento definido pelas demais frações.

Os zircões dos leucogranitos miloníticos, com faces piramidais bem desenvolvidas e faces prismáticas pouco desenvolvidas, com frequentes inclusões e fraturas, transparentes e pertencentes à fração magnética (NM-1) apresentaram uma idade de 834.7 ± 8.7 Ma, calculada a partir da média das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Essa idade foi interpretada com a idade de cristalização dos leucogranitos miloníticos. Para o cálculo dessa idade, foram consideradas as frações 2301, 2324, 2325 (pertencentes à amostra GAP-VII-80) e 2328 (GAP-2003-6), porque as demais apresentaram valores baixos das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, demonstrando alta quantidade de chumbo de contaminação em relação ao chumbo radiogênico, tornando as razões isotópicas duvidosas.

Tabela 2: Dados analíticos U-Pb para os leucogranitos miloníticos

| SPU | 207/235# | Erro | 206/238# | Erro | 206/204* | Pb | U | Peso | 206/238 |
|-------------------|----------|-------|----------|-------|----------|--------|--------|-------|------------|
| GAP-2003-2A | | (%) | | (%) | | (ppm) | (ppm) | (mg) | Idade (Ma) |
| 2320 | 1.64528 | 1.04 | 0.108305 | 1.03 | 275.9 | 51.0 | 386.1 | 0.013 | 663 |
| 2322 | 1.13578 | 0.489 | 0.090703 | 0.481 | 437.2 | 108.9 | 1062.2 | 0.034 | 560 |
| 2323 | 0.84144 | 0.519 | 0.070486 | 0.506 | 311.4 | 84.4 | 1007.8 | 0.031 | 439 |
| GAP-VII-80 | | | | | | | | | |
| 2301 | 1.31921 | 0.737 | 0.138117 | 0.725 | 1174 | 30.3 | 188.1 | 0.015 | 834 |
| 2324 | 1.2863 | 1.35 | 0.138661 | 0.909 | 78.2 | 55.2 | 189.8 | 0.020 | 837 |
| 2325 | 1.33016 | 0.985 | 0.137335 | 0.829 | 126.0 | 40.7 | 178.8 | 0.026 | 830 |
| GAP-2003-6 | | | | | | | | | |
| 2328 | 1.30831 | 1.36 | 0.140217 | 1.34 | 558.4 | 65.103 | 310.62 | 0.009 | 846 |

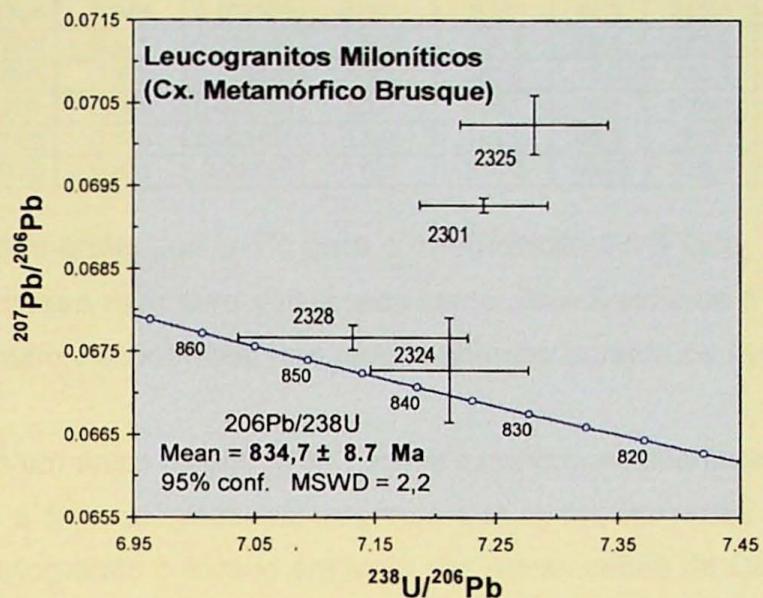


Figura 10: Diagrama Terra- Wasserburg para os leucogranitos miloníticos (amostras GAP-VII-80 e GAP-2003-6).

O agrupamento das frações de zircões extraídos de diferentes amostras foi possível devido às indicações de campo e mineralógicas que sugerem que essas amostras são provenientes de um mesmo conjunto de corpos filoneanos de leucogranito milonítico colocado em meio aos metamorfitos do CMB.

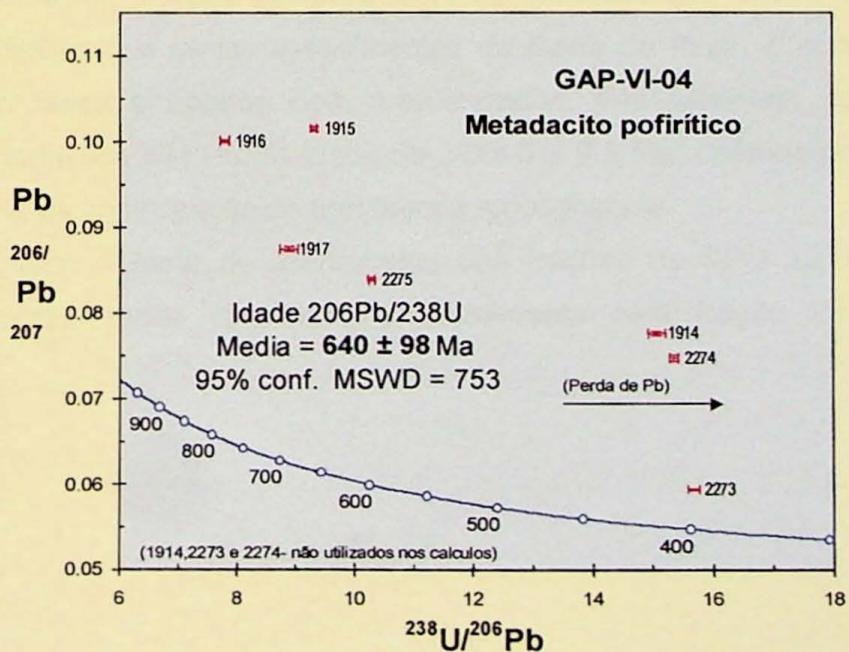


Figura 11: Diagrama Terra- Wasserburg para o metadacito milonítico (amostra GAP-VI-04).

| SPU | 207/235# | Erro | 206/238# | Erro | 206/204* | Pb | U | Peso | 206/238 |
|-----------|----------|-------|----------|-------|----------|-------|--------|-------|------------|
| GAP-VI-04 | | (%) | | (%) | | (ppm) | (ppm) | (mg) | Idade (Ma) |
| 1914 | 0.7097 | 1.02 | 0.066383 | 0.96 | 234.1 | 13.7 | 163.7 | 0.042 | 414 |
| 1915 | 1.50394 | 0.644 | 0.107509 | 0.561 | 83.4 | 60.3 | 288.4 | 0.036 | 658 |
| 1916 | 1.77253 | 0.975 | 0.128504 | 0.956 | 458.6 | 28.4 | 183.2 | 0.020 | 779 |
| 1917 | 1.35863 | 1.88 | 0.112676 | 1.82 | 297.6 | 15.3 | 113.5 | 0.033 | 688 |
| 2273 | 0.5219 | 0.603 | 0.063788 | 0.58 | 666.7 | 78.6 | 1088.6 | 0.006 | 399 |
| 2274 | 0.67005 | 0.706 | 0.065127 | 0.466 | 153.2 | 89.3 | 93.0 | 0.032 | 407 |
| 2275 | 1.12426 | 0.571 | 0.09726 | 0.525 | 211.9 | 108.8 | 839.5 | 0.008 | 598 |

Tabela 3: Dados analíticos U-Pb para o metadacito porfirítico

Essa é uma amostra ruim para definir uma idade. Provavelmente é uma rocha com idade próxima a 850 Ma com pontos muito discordantes, que perdeu chumbo durante os eventos deformacionais pelos quais foi submetida.

A utilização em um único diagrama de zircões extraídos de diferentes amostras foi possível devido às indicações de campo e mineralógicas que sugerem que essas amostras são provenientes de um mesmo corpo filoneano de leucogranito colocado em meio aos metamorfitos do CMB. Entretanto, mesmo com essa alternativa, a qualidade da idade está aquém do ideal, podendo ser considerada somente como uma boa indicação da idade de colocação do sienogranito. Provavelmente, o alto grau de discordância observado possa ser atribuído a problemas de herança isotópica somados a perda de chumbo radiogênico.

O metadacito porfirítico datado não apresentou idade radiométrica compatível com o contexto geológico conhecido. Trata-se de uma rocha vulcânica que apresenta intensa deformação correlacionada com a observada nas rochas encaixantes atribuídas ao CMB. Apesar de ser uma idade discordante, sugerida pelo alinhamento das frações analisadas (algo próximo a 640 Ma), a mesma está próxima das idades obtidas por Silva (2002) para algumas rochas metavulcânicas intrusivas no CMB.

A amostra GAP-2003-7, representante da faixa de gnaisses que ocorre entre os metamorfitos do Complexo Metamórfico Brusque e os metassedimentos da Bacia do Itajaí, a norte, apresentou cristais de zircão prismáticos, com faces e arestas bem arredondadas, transparentes, com algumas inclusões e pertencentes à fração magnética NM (-5). A idade de 2118.3 ± 9.5 Ma, definida pelo intercepto superior, foi interpretada como a idade de cristalização do hornblenda leucognaisse.

A idade foi calculada a partir do alinhamento das frações de SPU 2317 e 2319 e a origem do diagrama (forçado a zero), sendo controlada principalmente pela fração 2317, que é praticamente concordante.

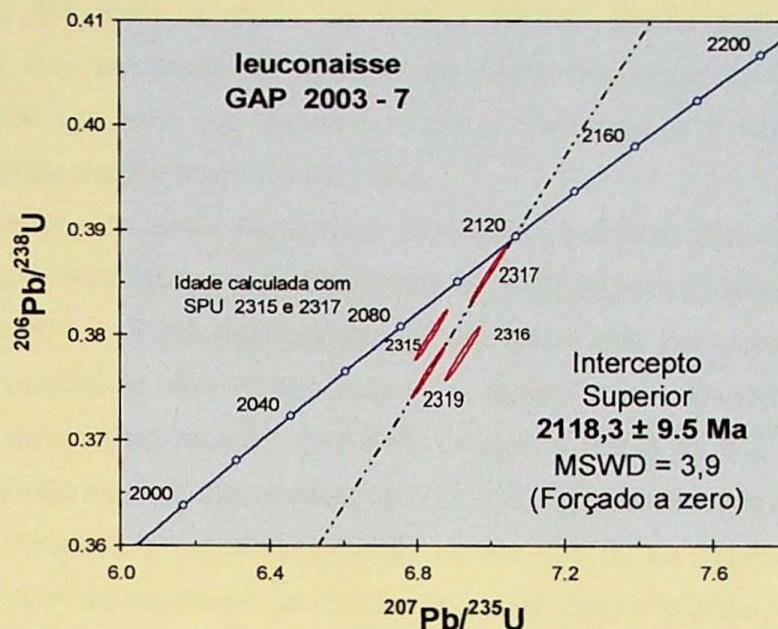


Figura 12: Diagrama Concórdia para o hornblenda leucognaisse (amostra GAP-2003-7).

| SPU | 207/235# | Erro | 206/238# | Erro | 206/204* | Pb | U | Peso | 206/238 |
|------|----------|-------|----------|-------|----------|-------|-------|-------|------------|
| | | (%) | | (%) | | (ppm) | (ppm) | (mg) | Idade (Ma) |
| 2315 | 6.83698 | 0.527 | 0.379983 | 0.523 | 1379 | 62.2 | 147.9 | 0.038 | 2076 |
| 2316 | 6.92268 | 0.567 | 0.378236 | 0.561 | 860 | 67.3 | 152.9 | 0.028 | 2068 |
| 2317 | 6.9918 | 0.557 | 0.385739 | 0.554 | 1869 | 62.7 | 148.0 | 0.030 | 2103 |
| 2319 | 6.82832 | 0.541 | 0.3764 | 0.538 | 1539 | 46.9 | 111.8 | 0.043 | 2059 |
| 2318 | 7.23084 | 0.835 | 0.373399 | 0.817 | 270.6 | 90.8 | 183.8 | 0.011 | 2045 |

Tabela 4: Dados analíticos U-Pb para o homblenda leucognaisse (amostra GAP-2003-7)

A fração 2318 foi descartada por apresentar um baixo valor de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (270.6) bem inferior ao das demais frações, indicando alta quantidade de chumbo de contaminação em relação ao chumbo radiogênico.

6.4.3 Comparação com os resultados U/Pb (SHRIMP) obtidos por Silva et al (2003)

Basei et al. (2000) descrevem a suíte Valsungana como sendo composta por granitóides cinza esbranquiçados, tipicamente a megacristais centimétricos de microclínio em matriz grossa rica em biotita, deformados em suas bordas por processos de colocação. A idade calculada pelo autor para esses granitóides é de 638 ± 32 Ma (retrabalhando dados de Basei, 1985), sendo próxima à idade obtida nesse trabalho (610 ± 26 Ma).

Siva et al. (2003) datou pelo método SHRIMP uma população de zircões provenientes da suíte Valsungana, em amostras coletadas nos arredores de Itapema. Essa população é composta por cristais prismáticos longos, euédricos, com razão comprimento:largura entre 2:1 e 3:1. Cristais com textura magmática e cristais complexos com textura magmática de núcleo e crescimento de bordas foram unidos

como uma simples população, com baixa dispersão. Esse grupo produziu um valor médio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 593 ± 16 Ma, o qual foi interpretado como a idade de cristalização desse granito.

Tendo em vista a idade de 638 ± 32 Ma obtida por Basei (2000) através do método U/Pb convencional em amostras de granito da Suíte Valsungana, Silva interpretou seus resultados como pertencentes a uma suíte que denominou como "Valsungana II", ou seja, seria uma manifestação magmática posterior ao Valsungana propriamente dito.

Os granitos da suíte Guabiruba são biotita granitos cinza-médios maciços, equi a inequigranulares geralmente com duas micas e cortam o batólito Valsungana (Basei, 1985). O mesmo autor (2000) encontrou uma idade de 573 ± 44 Ma para essas rochas, idade esta compatível com o contexto geológico da área de estudo, pois conclui-se das observações de campo que o Guabiruba é intrusivo no Valsungana. Todavia Silva (2003), através do método SHRIMP, chegou à idade de 610 ± 6 Ma para essas mesmas rochas, em uma população de zircões que apresentam um discreto zonamento magmático.

Cabe portanto um questionamento no sentido de se explicar a razão das idades obtidas por Silva (2003) divergirem do contexto geológico, uma vez que o granito Valsungana apresentou uma idade mais nova que os granitos Guabiruba, sendo que esses são intrusivos nos primeiros.

O valor de 593 ± 16 Ma é bem mais novo que o valor anteriormente obtido de 638 ± 32 Ma. Trata-se de dois granitos diferentes ou a idade de 638, obtida há mais de vinte anos, apresenta problemas?

No caso de 638 ser a idade ruim, qual a explicação para a idade do granito Guabiruba ter indicado um valor mais antigo do que o Valsungana?

Considerando-se que o granito Valsungana II é idêntico ao Valsungana datado por Basei (1985, retrabahado em 2000) Fica difícil pensar em dois granitos tão parecidos separados por um período de 30 Ma!

6.4.3 Herança radiométrica

Com o intuito de interpretar os resultados obtidos nas amostras dos leucogranitos e nas metavulcânicas miloníticas, que indicaram marcante herança crustal, foi feito uma pesquisa bibliográfica sobre a temperatura de saturação em zircão (percentagem de dissolução), que poderia, em parte, explicar a herança isotópica observada nas rochas analisadas.

A herança verificada é atribuída a núcleos antigos representados por cristais de zircão que existiriam no protolito e que sobreviveram aos processos de fusão crustal relacionados a geração das rochas datadas.

Experimentos hidrotermais realizados em temperaturas entre 750-1020°C têm definido o comportamento de saturação em zircão em líquidos crustais anatéticos como sendo função tanto da temperatura quanto da composição (Watson & Harrison, 1983). Os resultados produziram um modelo de solubilidade de zircão dado por:

$$\ln D_{\text{Zr}}^{\text{zircão/líquido}} = \{ -3.80 - [0.85 (M-1)] \} + 12900/T$$

Onde $D_{Zr}^{\text{zircão/líquido}}$ é a razão estequiométrica de concentração do Zr no zircão em relação ao líquido, T é a temperatura absoluta, e M é a razão catiônica $(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})/(\text{Al} + \text{Si})$.

Dados de solubilidade de zircão apresentam uma relação direta com o problema da herança das idades observadas num mineral, porque eles podem ser usados para prever as condições magmáticas sob as quais o zircão pode ou não ser dissolvido, misturando o Pb radiogênico com o Pb comum de um magma neoformado, resultando em alterações das informações cronológicas.

A temperatura de saturação em zircão deve portanto explicar o porquê da herança encontrada nas amostras tanto do leucogranito porfirítico da Pedreira Extrativa quanto do leucogranito e do metadacito miloníticos que formam os corpos filoneanos.

A herança encontrada no primeiro caso pode ser observada no diagrama Terra- Wasserburg da amostra GAP-00-F que apresenta dois interceptos: o inferior a 610 Ma e o superior a 2558 Ma. O primeiro foi interpretado como sendo a idade de cristalização desse granito, enquanto o segundo foi interpretado como a idade de cristalização de seu protólito.

Logo, a maior aproximação para um dos dois interceptos será uma função da proporção entre núcleo herdado/borda neoformada. Como o método de datação U/Pb utilizado nesse trabalho é o convencional, os cristais são dissolvidos, misturando o núcleo com a borda. Quanto maior a proporção de núcleo, maior será a tendência de indicação da idade do protólito; quanto maior a proporção da borda, maior será a aproximação do ponto à idade de fusão crustal. O resultado final será uma idade discordante, situada entre os dois interceptos.

A temperatura de saturação em zircão calculada para a amostra GAP-00-F foi de 795.3°C. Essa é a temperatura em que o magma gerador dessa rocha tornou-se saturado em Zr, cristalizando os cristais de zircão analisados. Porém, como fora verificado com os cálculos das idades, esses cristais apresentam herança de Pb radiogênico. Logo, o magma ao chegar em 795.3°C não foi capaz de dissolver completamente os cristais de zircão da rocha protolítica. O resultado disso foi o crescimento de bordas neoformadas em núcleos herdados, gerando a idade discordante encontrada nessa amostra. Essa hipótese deverá ser testada com análises de catodoluminescência a serem realizadas.

As idades discordantes são um problema difícil de ser solucionado com a utilização do método convencional, pois dificilmente pode-se datar separadamente o núcleo herdado e as bordas sobrecrecidas. Além do mais, não se pode abradar os cristais, pois senão a borda neoformada desaparece e só restará o núcleo herdado, que não representa a idade de cristalização do leucogranito porfirítico.

O segundo caso, relativo aos leucogranitos miloníticos do corpo filoneano, também envolve herança de chumbo radiogênico, haja vista a grande dispersão dos pontos obtidos através do cálculo da média das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

A temperatura de saturação em zircão calculada para a amostra GAP-VII-80 foi de 973.5°C e para a amostra GAP-2003-6 foi de 953.5°C. Essas foram as temperaturas em que o magma gerador desses

leucogranitos tornou-se saturado em Zr, cristalizando os cristais de zircão estudados nesse trabalho. Todavia, como a herança de Pb radiogênico é alta nessas rochas, mesmo atingindo temperaturas tão altas, o magma não conseguiu dissolver completamente os cristais de zircão do protólito.

Já o hornblenda leucognaisse datado nesse trabalho com uma idade de 2118 Ma apresenta outro tipo de problema. Os pontos obtidos através dos cálculos da idade estão situados próximos da reta Concórdia, porém com variação significativa das razões 206/208. Esse comportamento pode refletir pequenos problemas analíticos ou então, se houver herança, esta deve ser pouca. Para melhorar a idade calculada da amostra de hornblenda leucognaisse pretende-se, em trabalho posterior, abradar os cristais de zircão para precisar a idade dessa rocha, aproximando o ponto discordante da curva Concórdia.

A temperatura de saturação em zircão calculada para essa amostra foi de 858.5°C, temperatura essa em que o magma se encontrou saturado em Zr e começou, portanto a cristalizar zircão. Essa temperatura provavelmente foi suficiente para fundir todos ou quase todos os cristais de zircão de seu protólito, visto que a herança de Pb radiogênio nessa amostra é baixa, se houver.

Para melhorar a idade calculada da amostra de hornblenda leucognaisse pretende-se, em trabalho posterior, abradar os cristais de zircão para pegar suas partes mais preservadas. Dessa forma, pretende-se precisar a idade dessa rocha, aproximando o ponto discordante da curva Concórdia.

6.5 Petrogênese

6.5.1 Método Rb/Sr

O método de datação Rb/Sr pode indicar a "razão inicial", que é a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do magma a partir do qual as rochas cristalizaram-se.

As rochas da crosta continental são enriquecidas em Rb e portanto apresentam uma razão Rb/Sr significativamente maior que as rochas do manto superior. Consequentemente, o estrôncio nas rochas da crosta continental tem ficado enriquecido em ^{87}Sr radiogênico com o tempo comparado com o estrôncio no manto superior. Isso é portanto o motivo de se basear na razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rochas graníticas da crosta continental como sendo significativamente e mensuravelmente maior que a razão encontrada nas rochas derivadas do manto superior.

Quando o magma é gerado no manto superior e solidifica-se na crosta ou na superfície da Terra sem contaminação de Sr, as rochas resultantes devem apresentar uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que cai dentro do "campo dos basaltos". Por outro lado, quando o magma é gerado por fusão parcial de rochas graníticas antigas da crosta continental, as rochas formadas a partir daí apresentam razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ significantemente maior que aqueles de regiões fontes de basaltos (Faure e Hurley, 1963).

Como pode ser observado na tabela IV, em anexo, os valores das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas para as amostras de leucogranitos porfiríticos da pedreira extrativa são cerca de 0.708; os valores obtidos para os leucogranitos miloníticos são muito baixos, variando entre 0.342 e 0.568 (sem sentido geológico), refletindo um desequilíbrio do sistema Rb-Sr dessas rochas, e o valor obtido para o hornblenda leucognaisse foi de

0.726. Essas razões iniciais foram calculadas a partir do t obtido na datação U/Pb, representando a idade de formação dessas rochas.

Também foram calculados os valores de $E(0)$ e $E(t)$, que serão discutidos no próximo tópico, juntamente com os parâmetros calculados para o Nd.

6.5.2 Método Sm/Nd

Analizando as razões isotópicas obtidas pelo método Sm/Nd, tem-se que as idades- modelo dos leucogranitos porfiríticos da Pedreira Extrativa estão compreendidos no intervalo de 2.00- 2.11 Ga; as idades- modelo dos leucogranitos miloníticos estão no intervalo de 1.99- 2.14 Ga e a idade-modelo para o hornblenda leucognaisse é de 3.34Ga. Os resultados da análise Sm/Nd estão compilados na tabela V, em anexo.

Essas idades representam a época em que os elementos formadores dos magmas que deram origem a essas rochas foram extraídos do manto.

O gráfico DePaolo apresenta em seu eixo X as idades em Ga e no eixo Y os valores de E^0 . Dada a curva DePaolo obtida para as rochas do reservatório condríctico, traça-se uma linha L saindo do eixo Y, ou seja, saindo de E^0 , em direção à curva DePaolo. A idade-modelo aparece no eixo X traçando uma perpendicular a ele a partir da intersecção da reta com a curva de Paolo (ponto P).

O tempo de residência do magma desde que foi extraído do manto até a sua última cristalização (idade obtida pelo método U/Pb) pode ser inferido observando- se a linha L que sai do eixo E^0 . Traçando-se uma reta perpendicular ao eixo X até a linha L, tem-se o ponto P' que representa a idade da última cristalização, lida no eixo Y. A distância entre P e o ponto P' representa o tempo de residência do magma até sua última cristalização.

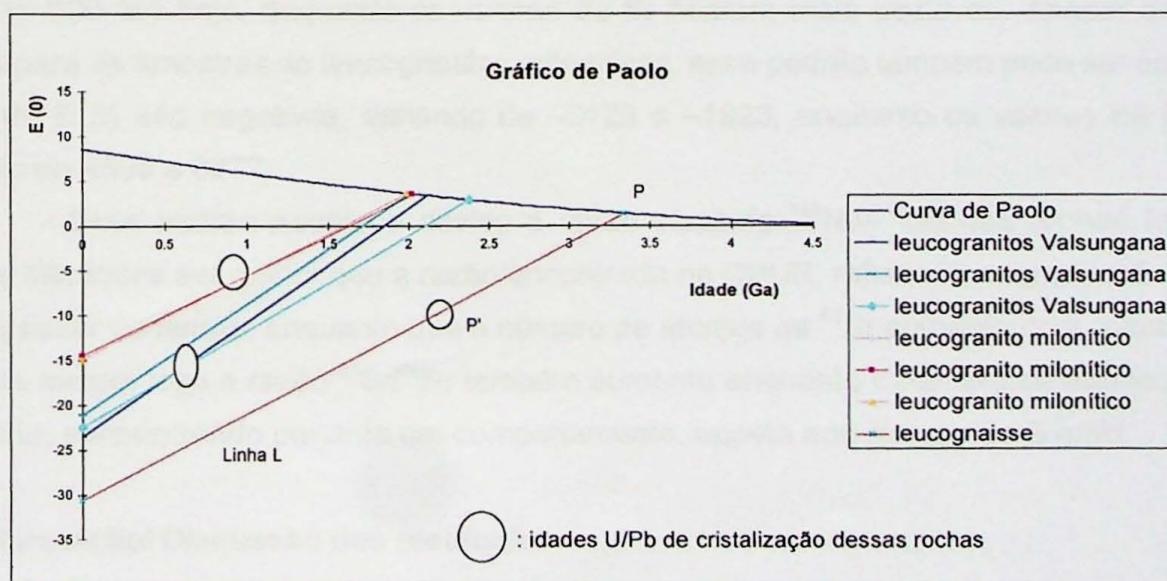


Figura 13: Gráfico de Paolo

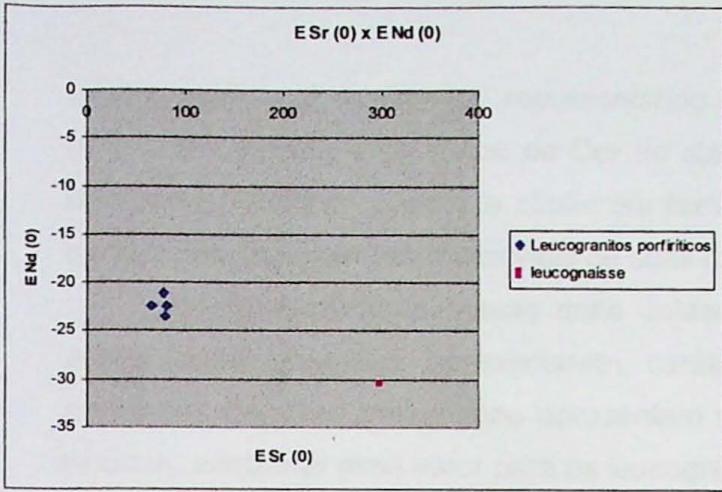


Figura 14: Gráfico $E\text{ Sr}(0) \times E\text{ Nd}(0)$ (t) para $t=600\text{ Ma}$

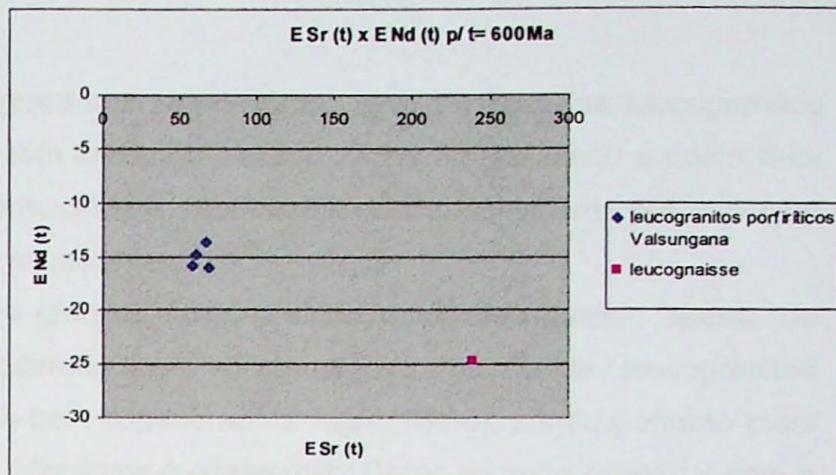


Figura 15: Gráfico $E\text{ Sr}(t) \times E\text{ Nd}(t)$ p/ $t=600\text{ Ma}$

O gráfico $E\text{ Sr}(0) \times E\text{ Nd}(0)$ foi plotado com os valores de epsilon para o tempo atual. Não foram plotados os valores obtidos para os leucogranitos miloníticos, que são anormalmente altos para $E(0)$ (por volta de 5000), para que o gráfico não fique com uma escala ruim de ser lida. Como pode ser observado no gráfico, os valores de $E\text{ Sr}$ são positivos e os valores de $E\text{ Nd}$ são negativos, indicando que essas rochas tiveram contribuição de crosta em sua gênese.

O gráfico $E\text{ Sr}(t) \times E\text{ Nd}(t)$ para $t=600\text{ Ma}$ foi plotado sem o uso dos valores obtidos para as amostras de leucogranitos miloníticos, pois os valores de $E\text{ Sr}(t)$ obtidos são anormalmente baixos, variando de -1923 a -5128. Se fossem plotados, dispersariam a escala e colocariam os demais valores muito próximos ao eixo Y, sem ilustrar os verdadeiros valores de $E\text{ Sr}$ para as demais amostras.

Comparando os dois gráficos, percebe-se que os valores de Nd ficaram mais negativos desde o tempo $t=600$ até hoje, enquanto os valores de Sr ficaram mais positivos. Apesar de valores anômalos obtidos para as amostras de leucogranitos miloníticos, esse padrão também pode ser constatado, pois seus valores de $E(t)$ são negativos, variando de -5128 a -1923, enquanto os valores de $E(0)$ são positivos, variando de 4598 a 6672.

Esse padrão acontece devido à razão atual de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ das rochas formadas a partir de líquidos silicáticos ser menor que a razão encontrada na CHUR, refletindo num valor decrescente de $E\text{ Nd}$ com o passar do tempo, enquanto que o número de átomos de ^{87}Sr aumenta com o decaimento de ^{87}Rb ao longo do tempo, logo a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ também aumenta enquanto o número de átomos de ^{86}Sr permanece constante, apresentando portanto um comportamento oposto aos elementos Sm/Nd.

7. Interpretação/ Discussão dos resultados

Através das análises petrográficas, podem ser distinguidas duas unidades de rochas intrusivas no CMB: a dos biotita leucogranitos porfiríticos acidentados, com índice de Cor variando de 3 a 9%, isótopos com bordas mais máficas e levemente foliadas, formados por microclínio, andesina, biotita, opacos, titanita,

zircão, epidoto e muscovita, representando o magmatismo pós-tectônico e a unidade dos leucogranitos miloníticos róseos, com Índice de Cor de até 2%, com feldspato alcalino mesoperítico como a única fase feldspática, quartzo, opacos e zircão em textura porfiroclástica, representando o magmatismo pré-tectônico em relação às fases deformacionais de suas rochas encaixantes.

Geoquimicamente, essas duas unidades de granitos ficaram ainda mais distinguidas: apesar de essas duas unidades apresentarem caráter moderadamente peraluminoso, os biotita leucogranitos porfiríticos da suíte Valsungana apresentam valores bem superiores de Mg# (18-36), sendo portanto mais máficos, enquanto esse valor para os leucogranitos miloníticos é quase nulo. Como se pode constatar com a petrografia, o único mineral máfico primário essencial dos biotita leucogranitos é a biotita, apresentando ainda opacos, titanita, epidoto, clorita e muscovita. Em contrapartida, os leucogranitos miloníticos não têm minerais máficos, estando o Índice de Cor e o Mg# associado apenas aos minerais secundários provenientes de alteração.

A borda da suíte Valsungana na área de estudo é mais máfica, chegando a apresentar IC=9 e Mg#=36, quantidades maiores de biotita, titanita e epidoto, podendo ser explicada de acordo com o resfriamento do maciço iniciar-se pelas bordas, tendo as mesmas alcançado temperaturas de cristalização mais altas que as do núcleo, que propiciaram a cristalização de minerais máficos em maior quantidade. Contudo, isso é apenas uma inferência baseada na amostragem utilizada nesse trabalho e maiores considerações só podem ser tecidas com um estudo mais detalhado. A foliação encontrada na borda do maciço se deve provavelmente aos esforços relacionados com a sua colocação.

Os biotita leucogranitos apresentam afinidades geoquímicas de granitos tipo S, sendo portanto granitos com gênese associada à fusão crustal. Apesar de a peraluminosidade desses granitos não ser acentuada como a de granitos tipo S típicos, eles parecem apresentar uma gênese crustal por serem levemente peraluminosos e descarta-se a afinidade com granitos do tipo I por apresentar apenas biotita como máfico primário essencial.

Os milonitos apresentam afinidade com granitos tipo A, enriquecidos em elementos incompatíveis, sendo interpretados com provenientes de uma granitogênese em um ambiente anorogênico, muito provavelmente estando associados à fase de rift que precedeu o início da deposição dos sedimentos da paleobacia Brusque.

A sudeste da faixa de leucogranitos miloníticos ocorre uma outra faixa filoniana de leucognaisses miloníticos pré-tectônicos formada predominantemente por augengnaisses rosados, bandados, hololeucocráticos, com IC=4, formados principalmente por quartzo, microclínio, andesina, muscovita e biotita. Essa faixa filoniana de leucognaisses apresenta algumas intercalações de rochas metavulcânicas com estrutura milonítica. Essas rochas metavulcânicas são metadacitos miloníticos hololeucocráticos, com IC=2, formadas por porfiroclastos de andesina, feldspato alcalino em matriz fina recristalizada formada por muscovita, quartzo e biotita.

A faixa de leucognaisses que ocorre a oeste dos leucogranitos miloníticos é formada por hornblenda leucognaisses acimentados, com IC= 15, composta por microclínio, andesina, quartzo, hornblenda, muscovita, epidoto e clorita, com estrutura gnáissica fortemente bandada. Geoquimicamente, apresenta A/CNK=0.9 e Mg# de 23.73.

Os resultados da datação U/Pb mostraram uma idade de 610 ± 26 Ma para os biotita leucogranitos porfiríticos, 835 ± 8.7 Ma para os leucogranitos miloníticos e 2118 ± 9.5 Ma para o hornblenda leucognaisse. A forte discordância encontrada nas duas primeiras idades podem tentar ser explicadas com a temperatura de saturação em zircão, que foi calculada em 781.3°C para os bt leucogranitos e em 1020°C para os leucogranitos miloníticos. No primeiro caso, essa temperatura é a em que o magma saturou-se em Zr e começou a cristalizar zircão. A herança radiométrica encontrada pode ser explicada devido à temperatura do magma não ser suficiente para fundir os cristais de zircão pré-existentes, resultando na herança de chumbo radiogênico por parte desses cristais. Esse tipo de comportamento é comum em granitos crustais, que são formados a uma profundidade relativamente rasa e consequentemente sua temperatura não é alta suficiente para fundir os cristais de zircão.

O segundo caso apresenta um problema, pois a temperatura de saturação em zircão é alta (1020°C) e mesmo assim o magma não foi capaz de fundir os cristais pré-existentes, como mostra a forte herança radiométrica encontrada nas idades discordantes

O problema de herança radiométrica é difícil de ser solucionado com o uso do método convencional de datação U/Pb, pois não separa o núcleo herdado da borda neoformada.

As razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas para os biotita leucogranitos porfiríticos é de 0.708, indicando que se tratam de granitos com gênese crustal. Seus valores de E Sr(t) por volta de 65 e E Nd (t) por volta de -15 mostram claramente que são granitos formados com contribuição de crosta.

As razões iniciais calculadas para os leucogranitos miloníticos foram anormalmente baixas (0.342-0.568), podendo ser interpretadas como resultado da abertura do sistema Rb/Sr devido a eventos metamórfico-deformacionais que afetaram essas rochas. Os valores de E Nd(t) estão entre -9.17 e -9.47. Comparando com os valores de E Nd(t) obtidos para os leucogranitos porfiríticos da Pedreira Extrativa (-15), pode-se interpretar a diferença entre E Nd (t) como sendo uma demonstração de que os leucogranitos porfiríticos têm mais tempo de crosta que os leucogranitos miloníticos (valores de E Nd (t) mais negativos).

O valor de E Sr(t) obtido para a amostra de hornblenda leucognaisse é de 239.56, sendo maior que os valores obtidos para os granitos Valsungana (por volta de 65), e seu valor de E Nd (t) é menor (-24.87) que o dos granitos Valsungana (-15) e dos leucogranitos miloníticos (-9.17), mostrando claramente que esse hornblenda leucognaisse tem maior tempo de crosta que esses granitos, uma vez que o isótopo ^{87}Sr vai sendo formado em detrimento do decaimento do ^{87}Rb , aumento a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, aumentando, por conseguinte, o valor de E Sr com o tempo, além de no momento em que o magma sai do manto (TDM) sua razão Sm/Nd é bem superior às das rochas crustais. Conforme vai evoluindo na crosta, vai apresentando

uma razão Sm/Nd cada vez menor. Como seu valor de E Nd é menor do que o dos granitos, seu tempo de residência crustal é maior.

O método Sm/ Nd permitiu calcular as idades- modelo dessas rochas, sendo por volta de 2.1 Ga a idade encontrada para ambas as unidades de intrusão granítica. Isso indica que a saída desses magmas do manto ocorreu na mesma época.

O hornblenda leucognaisse apresentou uma característica isotópica diferente, pois sua idade- modelo é de 3.34Ga e sua idade de cristalização é de 2.1 Ga. Quer dizer que o magma foi extraído do manto há mais de 1Ga antes que os magmas formadores dos leucogranitos, e sofreu sua última cristalização na mesma época em que os magmas dos leucogranitos estavam sendo extraídos do manto. Descarta-se, portanto, a possibilidade de essa faixa de leucognaisse, representada pela amostra analisada, ter algum envolvimento com a gênese dos granitos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque.

Como não há nenhuma relação entre as razões isotópicas dos leucogranitos com esse hornblenda leucognaisse, pode-se excluir a possibilidade de essas rochas apresentarem a mesma fonte. No entanto, entre os leucogranitos, essa possibilidade pode ser inferida devido às idades-modelos muito próximas e o contexto geológico como um todo, pois tanto os leucogranitos porfiríticos quanto os miloníticos são intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque.

Os resultados Sm/Nd podem portanto ser considerados bons indicadores de área-fonte dos materiais envolvidos na geração das rochas analisadas. De acordo com os resultados obtidos por Basei *et al* (2001), as idades- modelos calculadas para as rochas do Complexo Metamórfico Brusque se concentram em valores em torno de 1.9-2.1 Ga, sendo muito próximos das idades-modelo encontradas para ambos os corpos graníticos. Esses resultados são sugestivos de que os protolitos dos metassedimentos do CMB e dos granitóides intrusivos nessa unidade tenham sido extraídos do manto na mesma época o que abre a possibilidade de uma origem comum para ambos.

8. Conclusões

A partir de estudos petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos, foram caracterizados os granitóides intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque a sul de Gaspar, Santa Catarina.

O corpo filoneano de leucogranitos miloníticos representa um magmatismo pré-tectônico em relação às fases deformacionais de suas encaixantes por estar extremamente deformado e orientado segundo a direção de foliação metamórfica principal do CMB. Mineralologicamente, foram caracterizados como granitos a um feldspato, o microclínio mesopertítico, e quartzo, hololeucocráticos, com IC=2%, totalmente recristalizados e milonitizados.

Geoquimicamente são granitos moderadamente peraluminosos com Mg#=0, classificados como granitos tipo A, estando relacionados à granitogênese sin-rifteamento que precedeu a deposição de sedimentos na paleobacia Brusque.

A datação U/Pb desses leucogranitos ofereceu uma idade discordante de 834.7 ± 8.7 Ma em cristais de zircão bipiramidais com faces prismáticas pouco a não desenvolvidas, sujos, com freqüentes fraturas e inclusões.

Isotopicamente, os valores da razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos foram anomalamente baixos (0.342-0.568), valores estes que comprometeram o cálculo de E Sr. Tais valores anômalos foram atribuídos ao fato de o sistema Rb/Sr ser sensível a sistemas abertos. No caso, a forte milonitização imposta nessas rochas foi a responsável pela abertura do sistema.

A faixa filoneana de augengnaisses rosados e metavulcânicas miloníticas associadas que aflora a leste do granito Valsungana também foi considerada como sendo representante de um magmatismo que precedeu as deformações sofridas pelo CMB, devido à sua deformação ser muito semelhante com a deformação existente na faixa filoneana de leucogranitos miloníticos a oeste.

A suíte Valsungana representa um magmatismo pós-tectônico em relação às deformações sofridas pelo CMB, por ser constituída de rochas praticamente isótropas, apresentando apenas uma leve foliação em suas bordas. Tratam-se de biotita leucogranitos porfiríticos com megacristais de microclínio chegando a 8 cm e mineralogia composta por feldspato alcalino, andesina, quartzo, biotita, titanita, epidoto, clorita, muscovita e sericita. São hololeucocráticos a leucocráticos, com IC variando de 3 a 9. Suas bordas são formadas por monzogranitos foliados mais máficos e mais finos que o núcleo do maciço.

A borda do maciço apresenta algumas características distintas de seu núcleo por ser a primeira porção do maciço a ser resfriada e cristalizada. Logo, não chegou a haver crescimento de megacristais e a textura obtida desse resfriamento mais rápido é fina e inequigranular. A quantidade maior de minerais máficos e por conseguinte maior IC é devido a uma maior temperatura de cristalização em relação ao núcleo do maciço, temperatura essa que possibilitou uma maior cristalização de minerais máficos. A foliação nela existente se deve provavelmente aos esforços sofridos durante a sua colocação.

Geoquimicamente os granitos da suíte Valsungana foram caracterizados como granitos moderadamente peraluminosos com Mg# variando de 18 a 36, estando os maiores valores associados às suas bordas.

A datação U/Pb desses granitos ofereceu uma idade discordante de 610 ± 26 Ma em cristais prismáticos bem formados, incolores e transparentes, com escassas inclusões e fraturas. Essa idade discordante implica em herança radiométrica, fato comum em granitos tipo S devido à baixa profundidade em que são formados e às baixas temperaturas que seu magma atinge, não conseguindo fundir os cristais de zircão pré-existentes.

Isotopicamente, a razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.708, E Sr(t) de cerca de 65 e E Nd (t) de cerca de -15 mostram que a gênese desses granitos apresenta uma forte contribuição de crosta superior. Sua idade-modelo obtida pelo método Sm/Nd foi de 2.1Ga.

A idade U/Pb de cristalização do hornblenda leucognaisse que aflora a leste do corpo filoneano de leucogranitos miloníticos é de 2118.3 ± 9.5 Ma. Seu E Sr (t) de 239.56 e E Nd (t) de -24.87 remontam a uma gênese com contribuição de crosta inferior e sua idade modelo de 3.1 Ga descarta seu envolvimento com a geração dos granitos intrusivos no CMB.

Por outro lado, as idades- modelo calculadas por Basei *et al* (2001) para as rochas do CMB foram em torno de 1.9-2.1 Ga, sendo muito próximas das obtidas para os granitos intrusivos. Logo, a rocha fonte da paleobacia Brusque pode ser a mesma rocha que sofreu fusão parcial dando origem aos magmas graníticos que posteriormente cristalizaram e intrudiram no CMB.

9. Referências bibliográficas

- Ahrens, L.H. 1955. Implications of the Rhodesian Age Pattern. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 8 (1): 1-15.
- Basei, M.A.S. 1985 - *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Unpublished thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, University of São Paulo, São Paulo, SP, 191p.
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Machiavelli, A., Mancini, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano. *Rev. Bras. Geoc.*, 22(4):216-221.
- Basei, M.A.S.; Campos Neto, M.C., Siga Jr., O. 1994. Geologia do Grupo Brusque na Região de Canelinhas, SC. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 38, Camboriu, Boletim de resumos expandidos, 38 (1): 243-245.
- Basei, M.A.S., McReath, I., Siga Jr. O. 1998. The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil, A Review. *Gondwana Research*, 1: 383-391.
- Basei, M.A.S. 2000. Geologia e modelagem geotectônica dos terrenos pré-cambrianos das regiões sul-oriental brasileira e uruguaia: possíveis correlações com províncias similares do sudoeste africano. Tese de Livre Docência. Universidade de São Paulo. 124p.
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M., Preciozzi, F.P. 2000. *The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and Its Foreland Domain, The Rio de La Plata Craton: Framework, Tectonic Evolution and Correlation with Similar Provinces of Southwestern Africa*. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos D.A. (eds) - *Tectonic Evolution of South America*, P. 311-334, RJ.
- Basei, M.A.S., Siga Jr, O. Harara, O.M., Preciozzi, F., Sato, K., Kaufuss, G. 2001. Precambrian terranes of african affinities in the southeastern part of Brazil and Uruguai. Simpósio de Geologia Isotópica, Chile.
- Caldasso, A. L. da S., Camozzato, E., Ramgrab, G.E., Silva, M.A. S. da, - 1988 - Os granitóides Valsunganaa, Guabiruba e Faxinal no contexto dos metamorfitos do Complexo Brusque, SC, In: SBG, Cong. Bras. Geol., 35, Belém, 3: 1104-1116.
- Caldasso, A. L. da S., Krebs, A.S.J., Silva, M.A. S. da, Camozzato, E. & Ramgrab, G.E. - 1995 a- Programa de Levantamentos Geológicos Básicos 1: 100.000; Folha Brusque (SG-22-Z-D-II-1), SC, Brasília, CPRM, 243pp.

Caldasso, A. L. da S., Krebs, A.S.J., Silva, M.A. S. da, Camozzato, E. & Ramgrab, G.E. -1995 b- Programa de Levantamentos Geológicos Básicos 1: 100.000; Folha Botuverá (SG-22-Z-D-I-2), SC, Brasília, CPRM, 303pp.

Castro, N.A, 1997. Contribuição ao conhecimento geológico- metalogenético associado aos granitóides intrusivos no Grupo Brusque (SC) com base em informações geológicas, aerogamaespectrométricas e LANDSAT/TM. Tese de Mestrado. Universidade de São Paulo. 128p.

Castro, N. A. de; Basei, M.A.S. & Crósta, A. P. 1999. The W (Sn-Mo) specialized Catinga and other intrusive granitoids in the Brusque Group, Neoproterozoic of the state of Santa Catarina, Southern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* **29**, (1): p17-26.

Chappel, B.W.; White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* . **8**: 173-174.

Creaser, R.A, Price, R.C., Wormald, R.J. 1991. A type granites revisited: assessment of a residual source model. *Geology* **19**: 163-166.

Faure,G., Hurley, P.M. 1963. The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalt: application to the origin of igneous rocks. *Journal of Petrology* **4**: 31-50.

Fragoso Cesar, A.R.S. 1980. O Craton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Camboriú, Anais, **5**: 2879-2891.

Hartmann, L. A., Silva, L.C. and Orlandi, V. 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina. *Acta Geológica Leopoldensia*. **6**: 94-112.

Hasui Y., Carneiro C. dal R. & Coimbra A.M. 1975. The Ribera Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, **5**: 257-266.

Krebs, A.S.J., Lopes, R.da C., Camozzato, E. 1990. Caracterização faciológica do Grupo Itajaí na Folha Botuverá (SC). In: SBG , Cong. Bras. Geol., 36, Natal, Anais, **1**: 82-92.

Ludwing, K.R., 1998. Using Isoplot/Ex. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication Nº 1. Berkeley, USA.

Maniar, P.D., Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* **101**: 635-643.

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

Rollinson,H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. New York. 352p.

Schulz Jr., a ,Albuquerque, L.F.F.; Giffoni, L.E. 1969. *Geologia da quadricula de Rio do Sul, SC*. Porto Alegre: DNPM, 109p.

Shand, S.J. 1950. *Eruptive rocks: their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits*. 488p.

Silva,L.C., McNaughton,N.J., Hartmann,L.A, Fletcher,I.R. 2003. Contrasting zircons growth patterns in neoproterozoic granites of southern Brazil revealed by SHRIMP U-Pb analyses and sem imaging: consequences for the discrimination of emplacemente and inheritance ages. IV South America Symposium of Isotopic Geology, Salvador, anais, **2**:687-690.

Steiger, R. H.; Jäger, E. 1977 – Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth Planet Science Letters* **36**: 359-362.

Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.* **12** (1): 1-33.

Trainini, D.R.; Dias, A.A.; Krebs, A.S.J.; Souza, E.C.; Capeleti, I.; Toniolo, J.A.; Silva, L.C.da; Silva, M.A.S. 1979. *Projeto Vidal Ramos- Biguaçu*. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 303p.

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

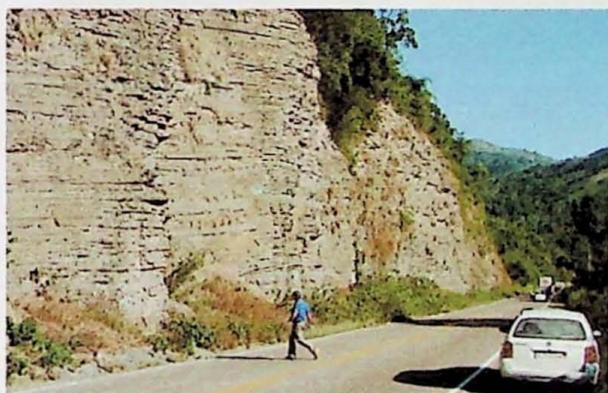
Prancha 1- Fotografias de afloramentos da Bacia do Itajaí



Conglomerados polimíticos da
unidade continental basal



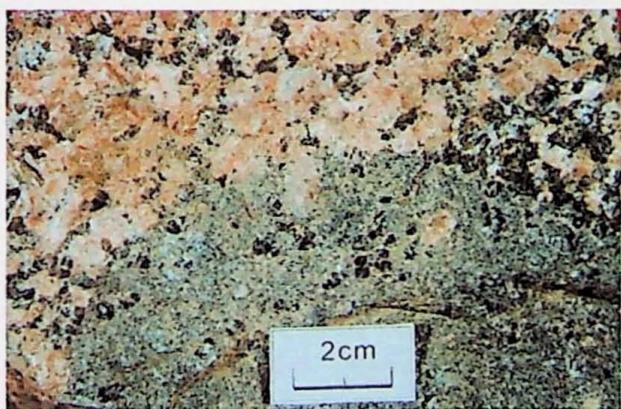
Metasiltitos homogêneos (turbiditos
distais) com clivagem oblíqua



Metaritmitos (turbiditos proximais)
BR-470- Apiúna-SC



Brechas ricas em clastos vulcânicos e
matriz arenítica fina- Ascurra- SC

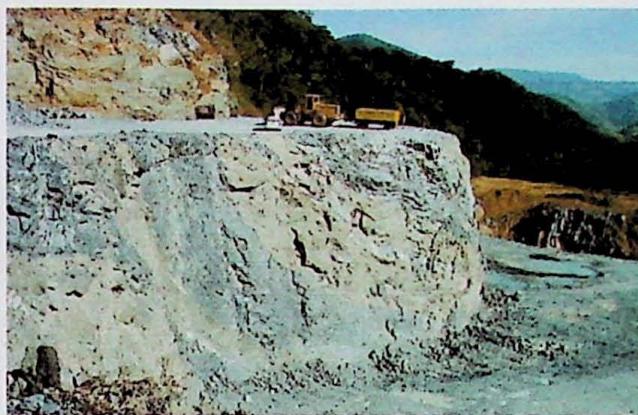


Granito Subida, intrusivo no Grupo
Itajaí, com enclave de rocha
subvulcânica- Subida- SC

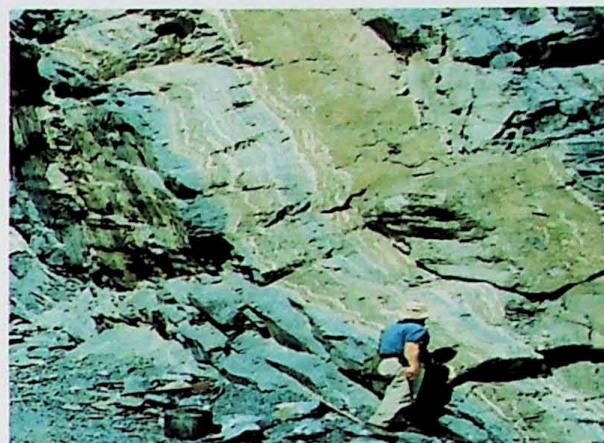


Xenólitos de metasiltitos do Grupo
Itajaí no Granito Subida, Ibirama- SC

**Prancha 2- Fotografias de afloramentos
do Complexo Metamórfico Brusque**



Pedreira Votorantin- metacalcáreos
(cinza escuro) intercalados a
metadolomitos (cinza claro)- Ribeirão
do Ouro, Botuverá- SC



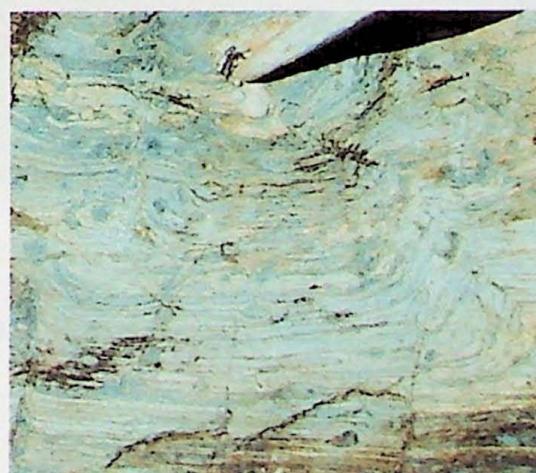
Pedreira Votorantin- rochas
metabásicas em meio às rochas
carbonáticas



BIFs- clastos de quartzito em meio
a diamictitos com matriz hematítica,
Morro do Carneiro- Tijucas- SC

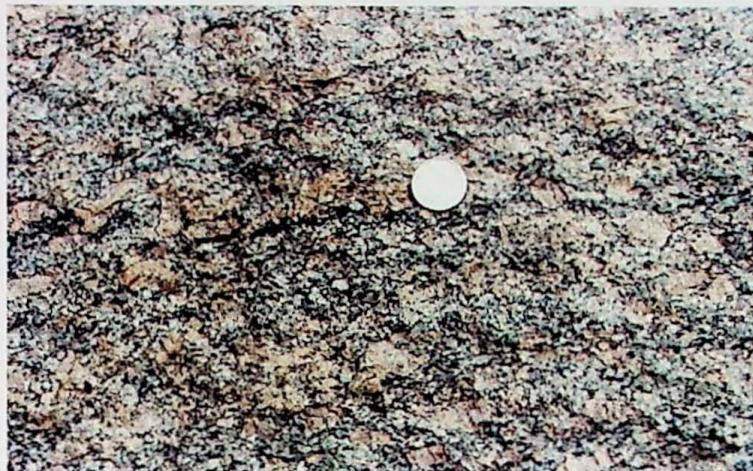


Clastos de carbonatos em diamictitos
deformados - Praia das Cabeçudas-
Itajaí- SC



Micaxistos dobrados com
porfiroblastos de andaluzita , Nova
Trento- SC

**Prancha 3- Fotografias dos granitos
intrusivos no Complexo Metamórfico
Brusque**



Biotita granito porfirítico a megacristais de
microclínio rosados do corpo norte da suíte
Valssungana, Norte de Brusque- SC



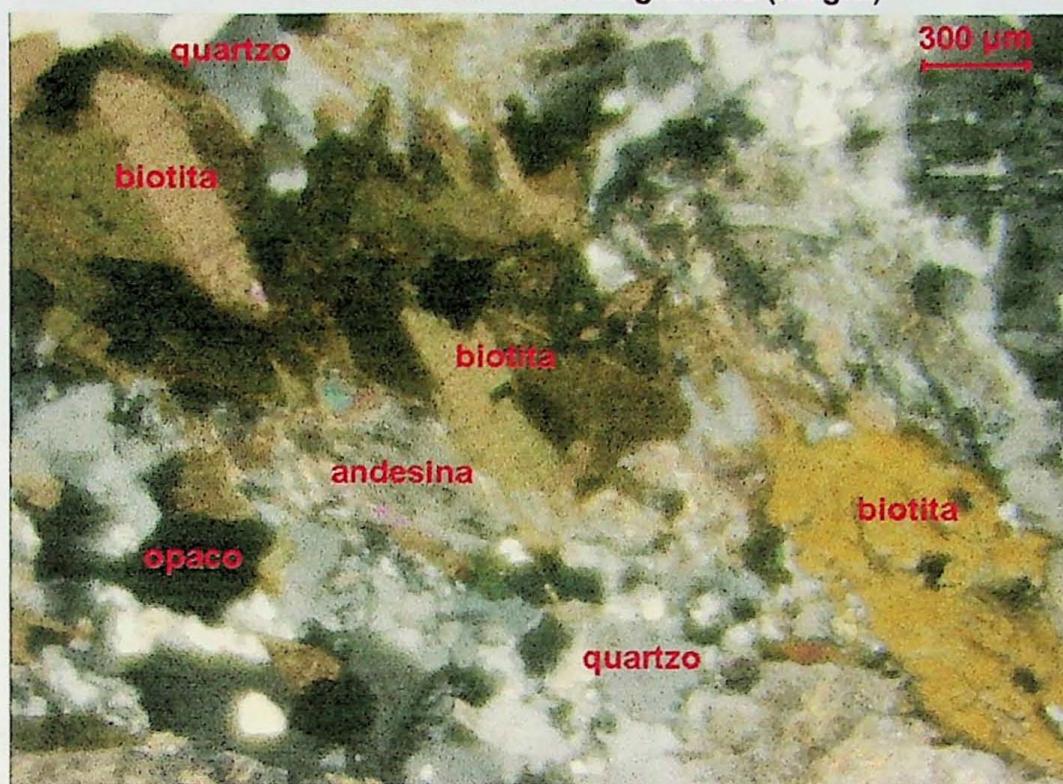
Biotita granito porfirítico a megacristais
brancos de microclínio, típico do corpo
principal da suíte Valssungana,
proximidade de Nova Trento- SC



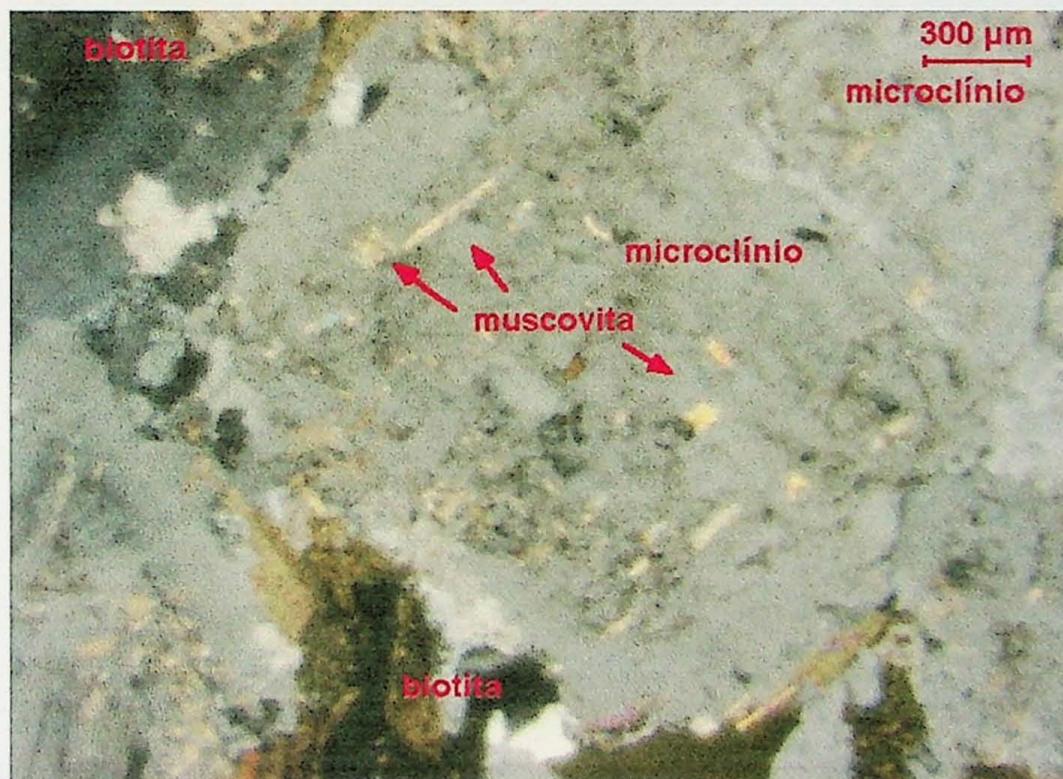
Biotita granito equi a inequigranular,
isótropo da Suíte Nova Trento, Nova Itália-
SC

Prancha 4: lâminas petrográficas

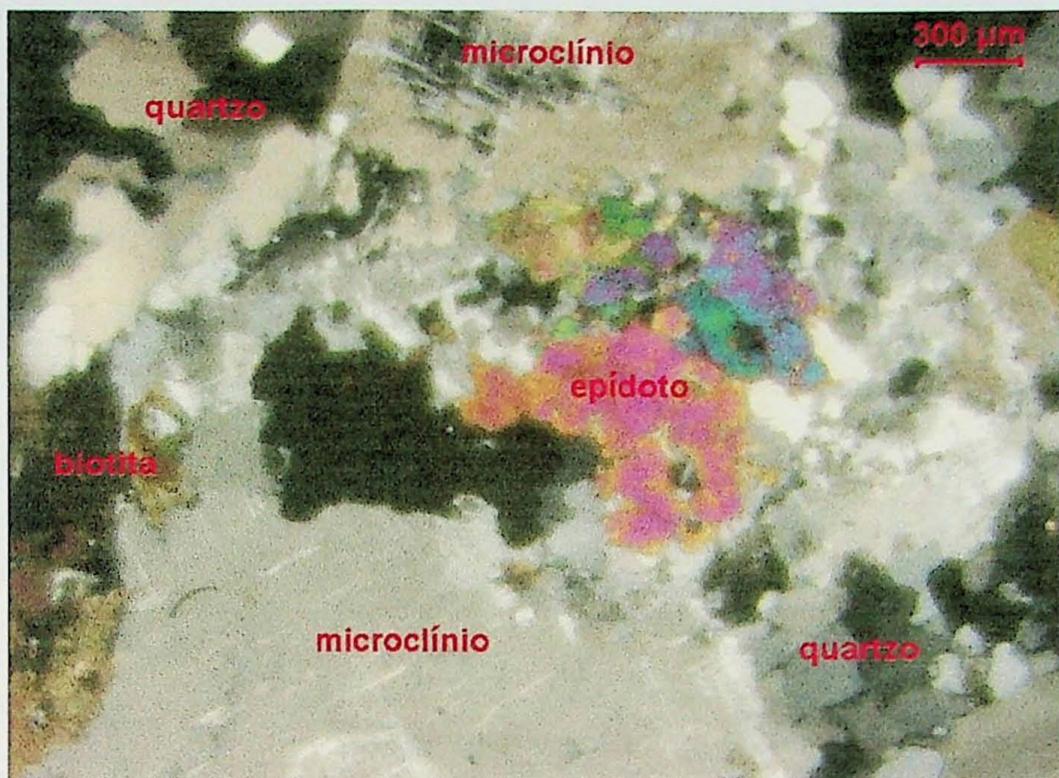
Unidade biotita monzogranitos (NBgrn)



Foliação determinada por cristais de biotita em matriz inequigranular. Nicois cruzados. Aumento de 10x.



Fenocristal de microclínio com muscovita fina de alteração. Nicois cruzados. Aumento de 10x.

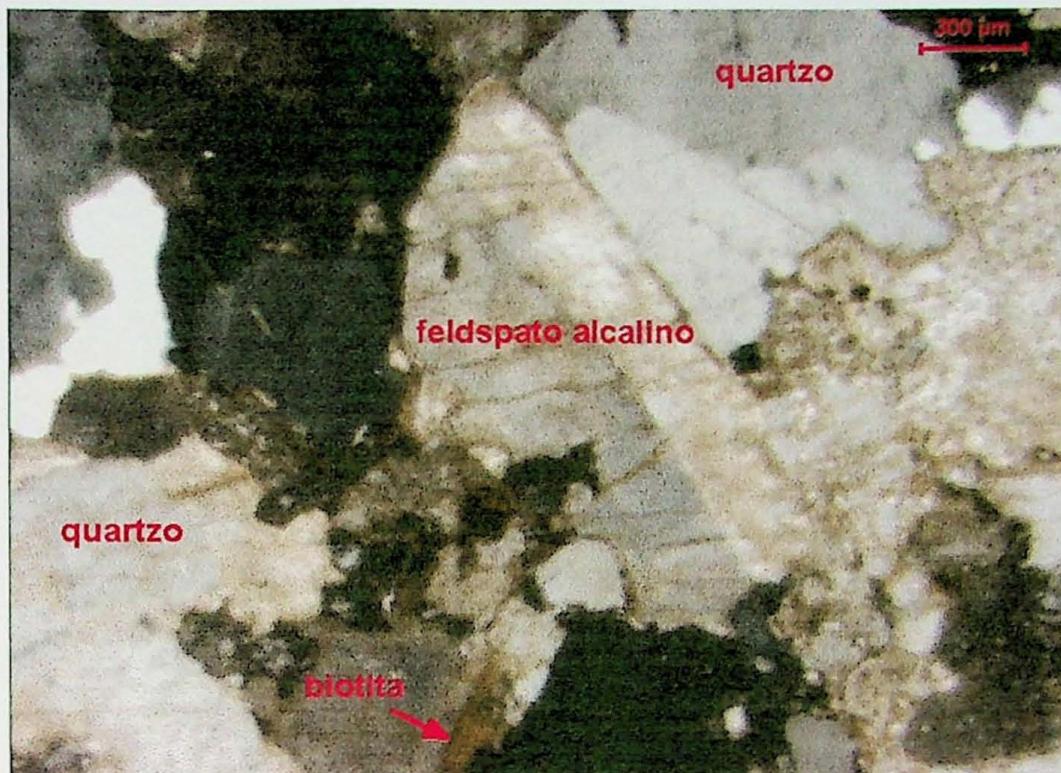


Textura porfirítica com matriz inequigranular xenomórfica. Nicos cruzados. Aumento de 10x.

Unidade biotita leucogranito porfirítico (NBgrp)



Lâmina GAP-VII-90: Textura porfirítica em matriz formada por quartzo intersticial, finos cristais de biotita e clorita de alteração secundária. Aumento de 10x.



Lâmina GAP-VIII-14: Textura porfirítica e matriz inequigranular formada predominantemente por quartzo e biotita. Nicois cruzados. Nicois cruzados. Aumento de 10x.

Unidade leucogranitos miloníticos (NBgr)



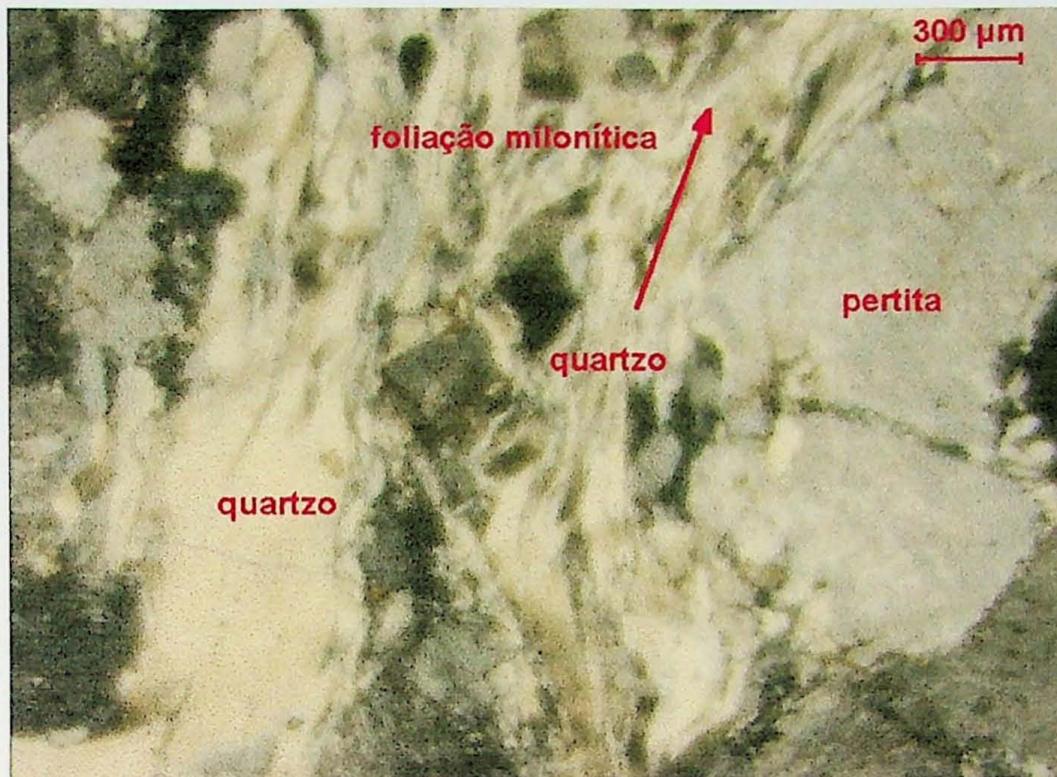
Lâmina GAP-VII-80: Textura porfioclástica formada por porfioclastos de feldspato alcalino pertítico em matriz quartzosa cominuída, recristalizada e orientada segundo a foliação milonítica. Nicois cruzados. Aumento de 10x.



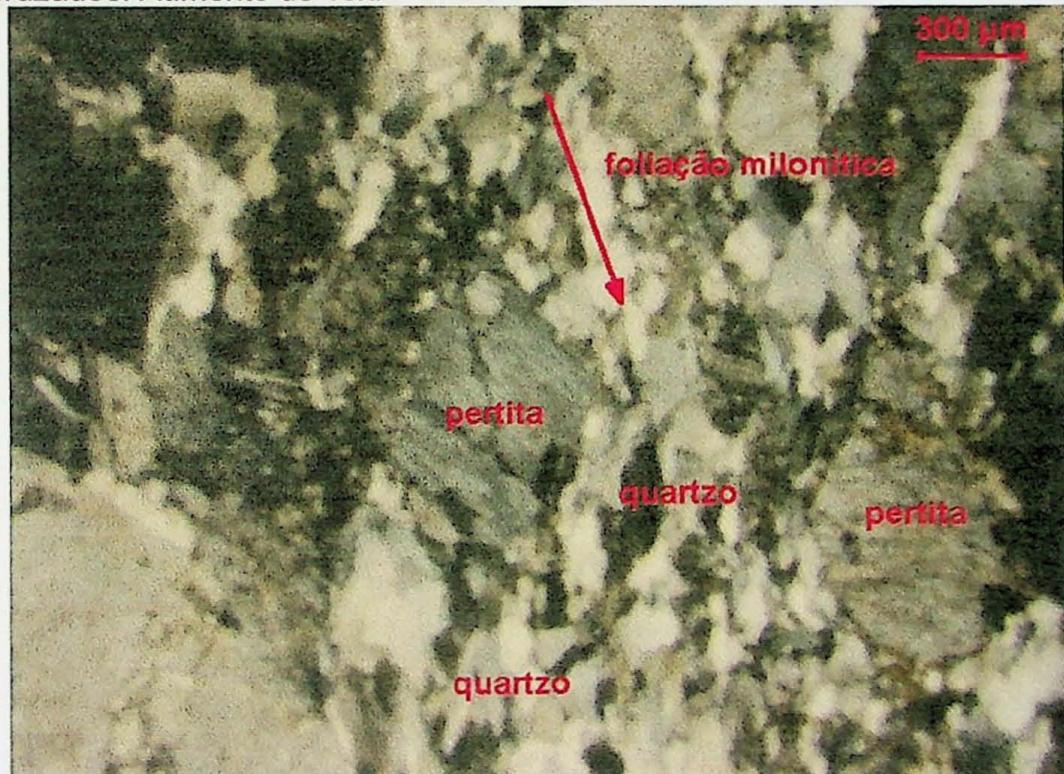
Lâmina GAP-VIII-51: Matriz formada por quartzo cominuído e orientado segundo a foliação milonítica. Nicois cruzados. Aumento de 10x.



Lâmina GAP-2003-3: banda mais feldspática formada por cristais de feldspato alcalino fortemente pertítico em matriz quartzosa inequigranular cominuída. Nicois cruzados. Aumento de 10x.

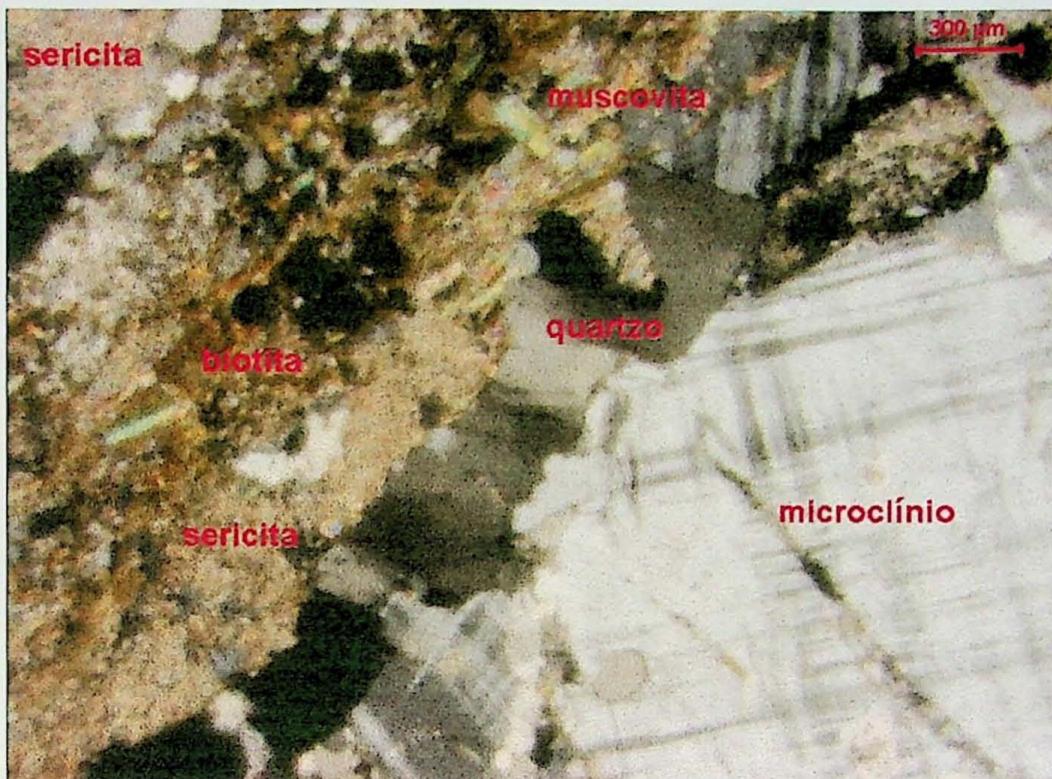


Lâmina GAP-2003-6: Banda formada por quartzo recristalizado orientado segundo a foliação milonítica. À direita: porfiroclasto de feldspato alcalino pertítico. Nicois cruzados. Aumento de 10x.



Lâmina GAP-VII-80: porfiroclastos de feldspato pertítico em matriz recristalizada orientada segundo a foliação milonítica. Nicois cruzados. Aumento de 10x.

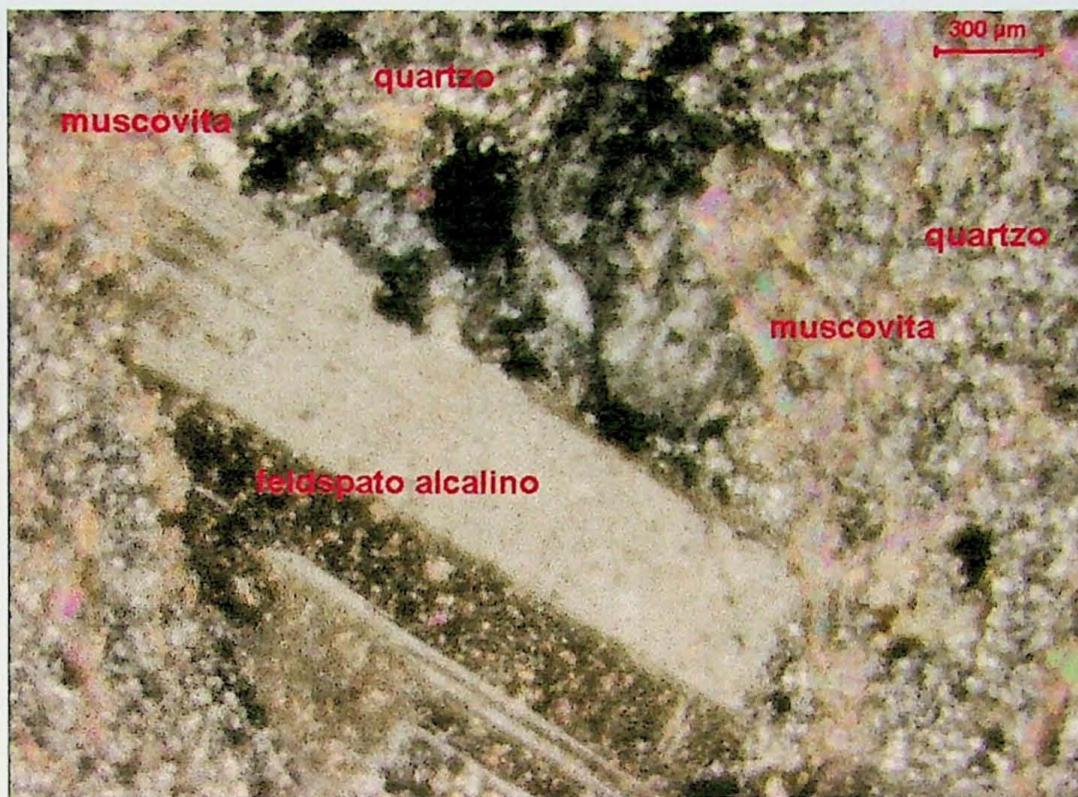
Unidade leucognaisses (NBgn)



Lâmina GAP-VI-61: augen gnaisse rosado com sua banda lepidoblástica, à esquerda, formada por sericita e biotita, e sua banda granoblástica, à direita, quartzo-feldspática. Nicois cruzados. Aumento de 10x.

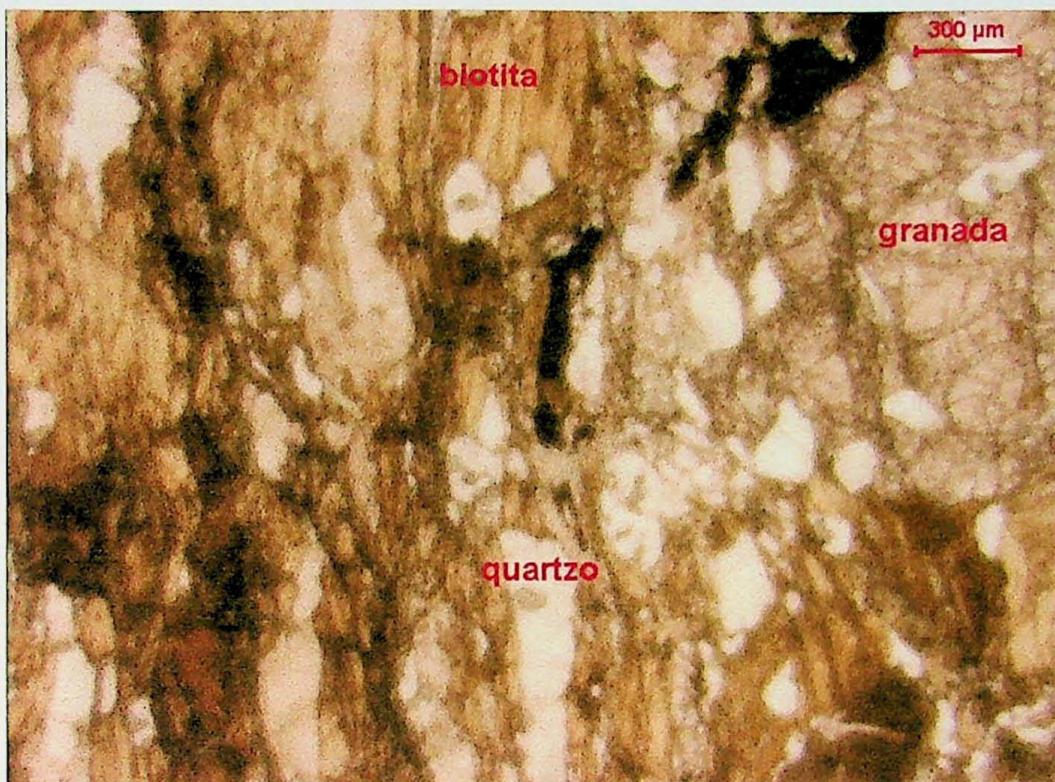


Lâmina GAP-VI-93: gnaisse tonalítico com suas bandas micáceas formadas por sericita e biotita e suas bandas granoblásticas quartzosas determinando uma foliação milonítica. Aumento de 10x.

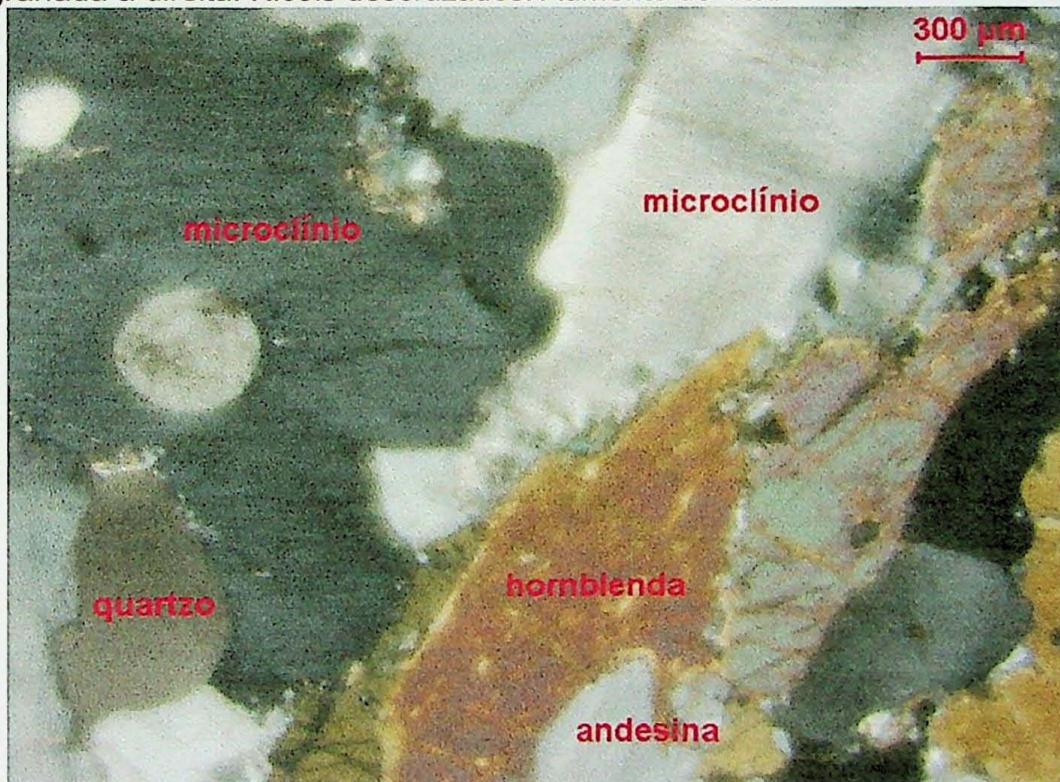


Lâmina GAP-VI-04: metadacito porfirítico- fenocristal de andesina em matriz milonitizada muito fina formada por quartzo e muscovita. Nicois cruzados. Aumento de 10x.

Unidade gnaisses bandados (APEgb)

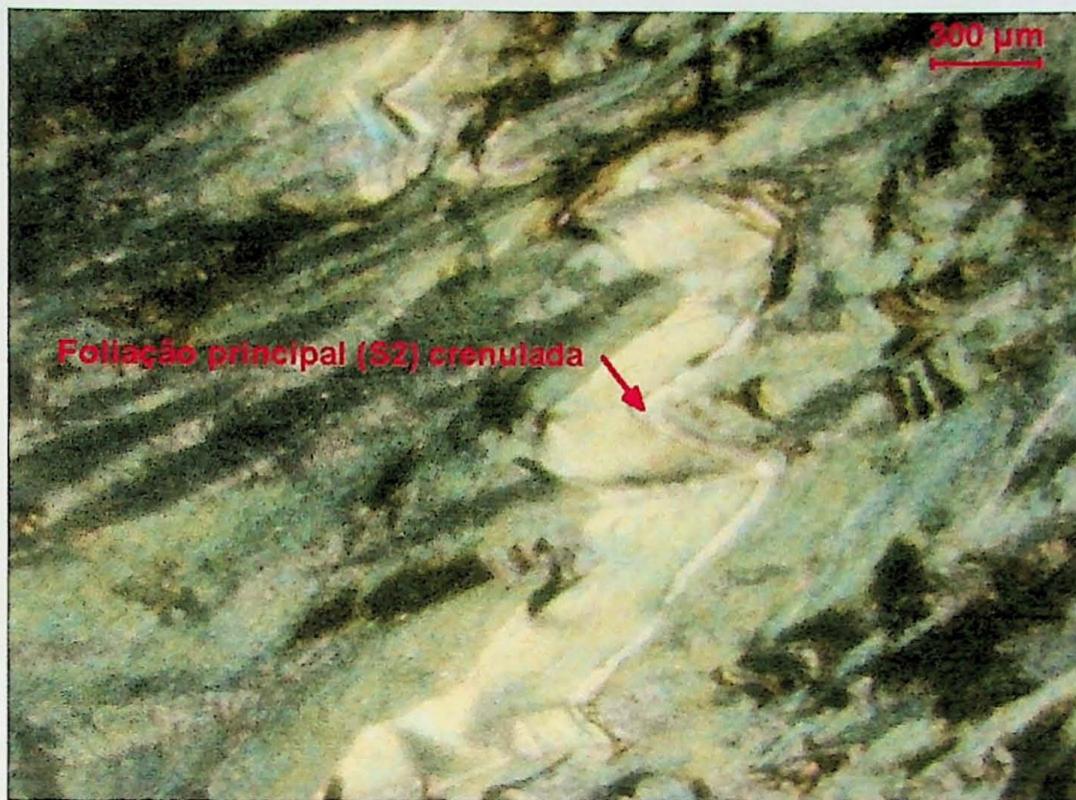


Lâmina GAP-VIII-90/3: biotita gnaisse tonalítico com granada- textura granolepidoblástica formada por quartzo e muscovita. Notar o porfiroblasto de granada à direita. Nicos desruzados. Aumento de 10x.

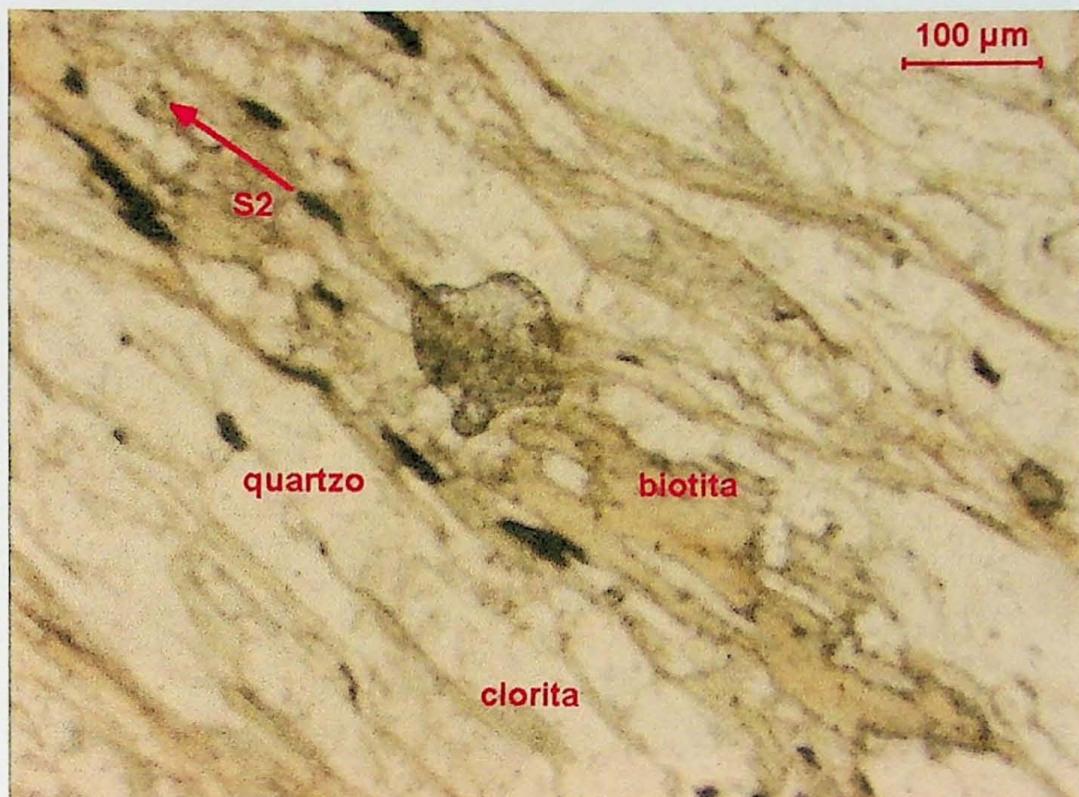


Lâmina GAP-2003-7: hornblenda gnaisse granítico- textura nematogranoblástica formada pelas bandas félscicas quartzo- feldspáticas e bandas máficas nematoblásticas.

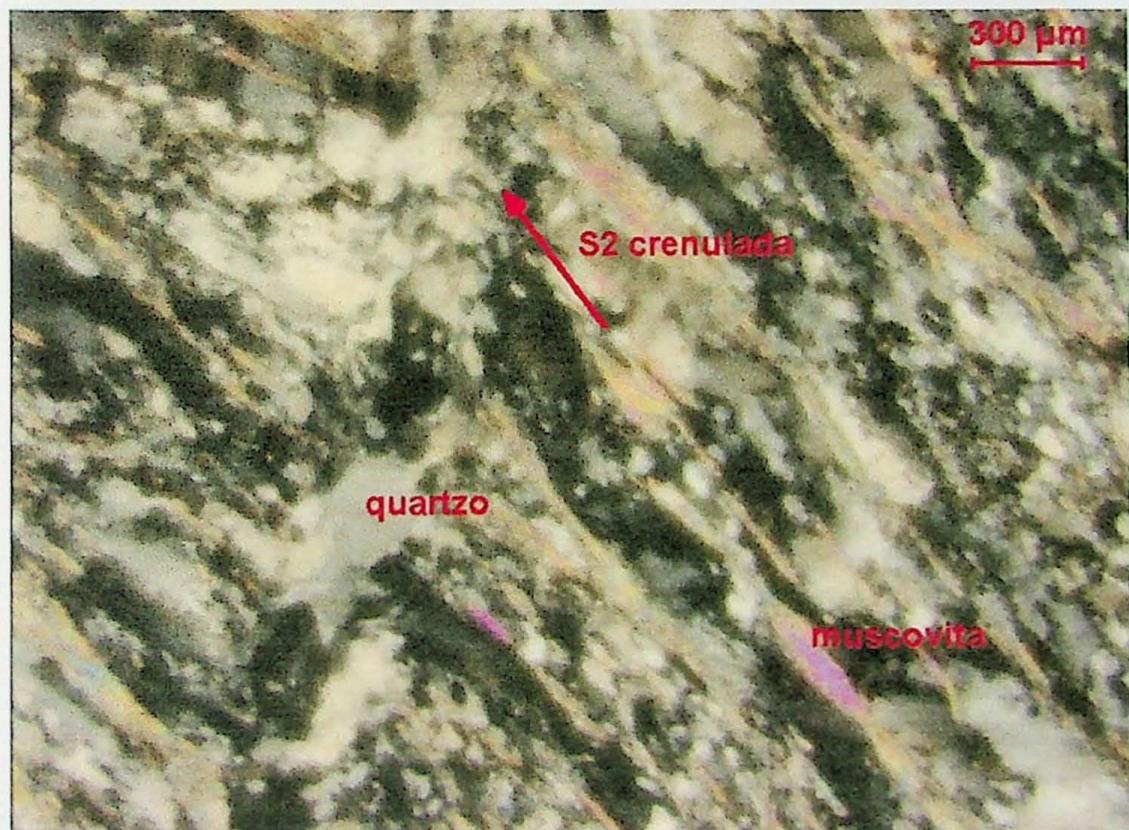
Prancha 5- Lâminas do Complexo Metamórfico Brusque



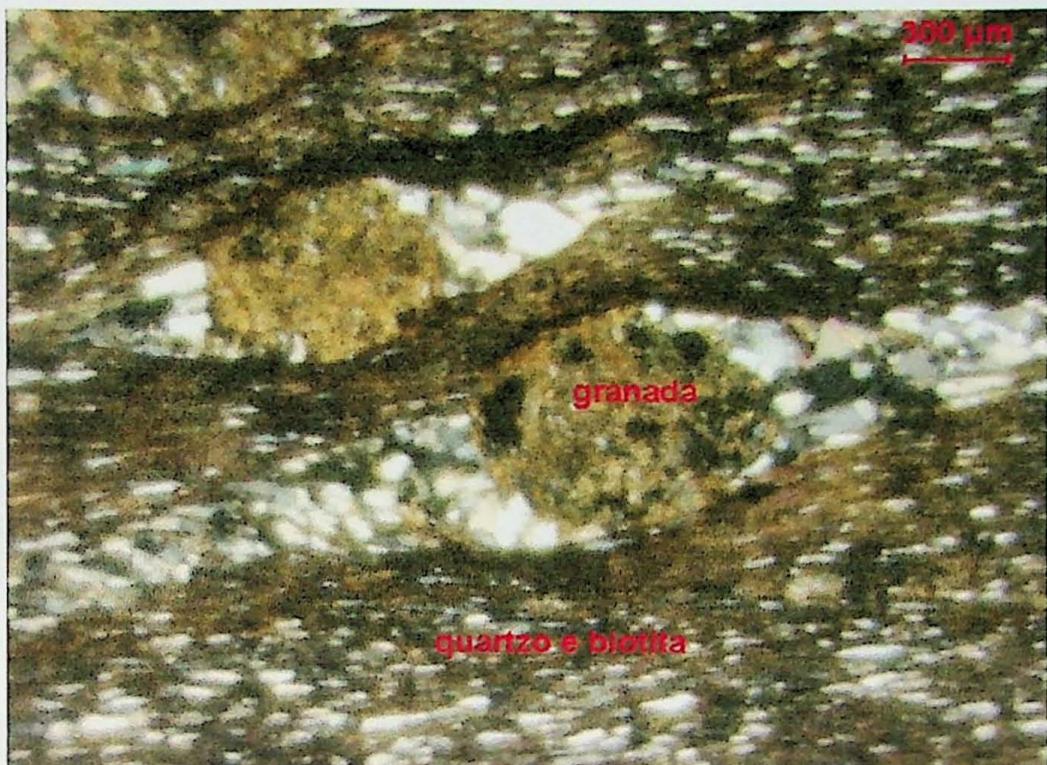
Lâmina GAP-00-58B: plano de foliação principal S2, formado predominantemente por sericita, com crenulações que formam a superfície S3. Nicois cruzados. Aumento de 5x.



Lâmina GAP-00-71: plano dde foliação principal marcado pela presença de biotita verde-amarelada, clorita verde e quartzo. Nicois descruzados. Aumento de 2.5x



Lâmina GAP-00-95a: foliação S2 crenulada formada por quartzo e sericita. Nicois cruzados. Aumento de 10x.



Lâmina GAP-117-c: porfiroblastos de granada com sombra de pressão formada por cristais de quartzo poligonizados, na superfície S2. Nicois cruzados. Aumento de 10x.

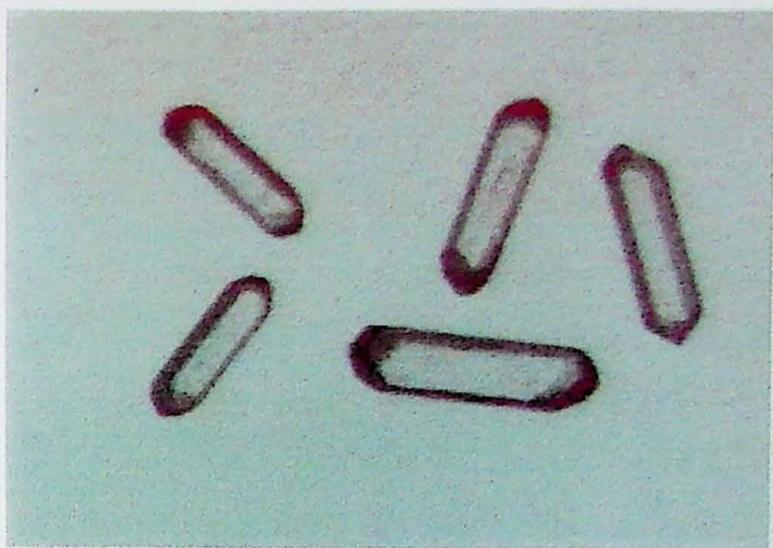


Lâmina GAP-00-58: notar o caráter pós- S2 do porfiroblasto de andaluzita em meio à matriz de sericita e grafita, formando o plano de foliação principal.

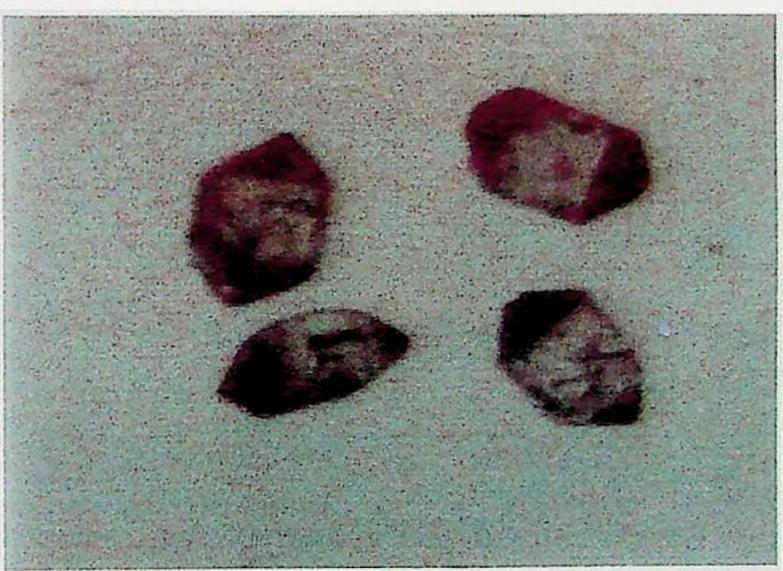
Prancha 6- Tipologia dos zircões utilizados na datação U/Pb



GAP-00-F (A)



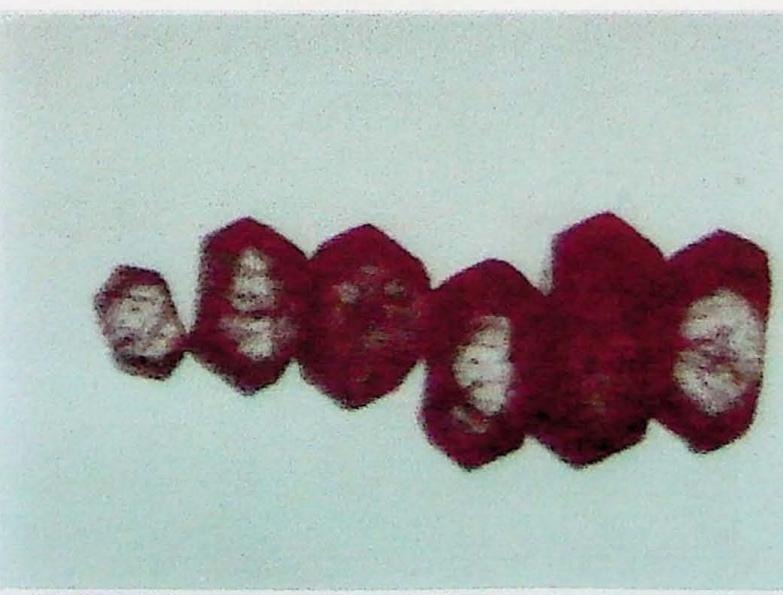
GAP-00-F (E)



GAP-VII-80 (A)



GAP-VII-80 (D)



GAP-2003-2A (B)



GAP-2003-6 (A)



GAP-2003-6 B

220XL, M, ~0.5MM

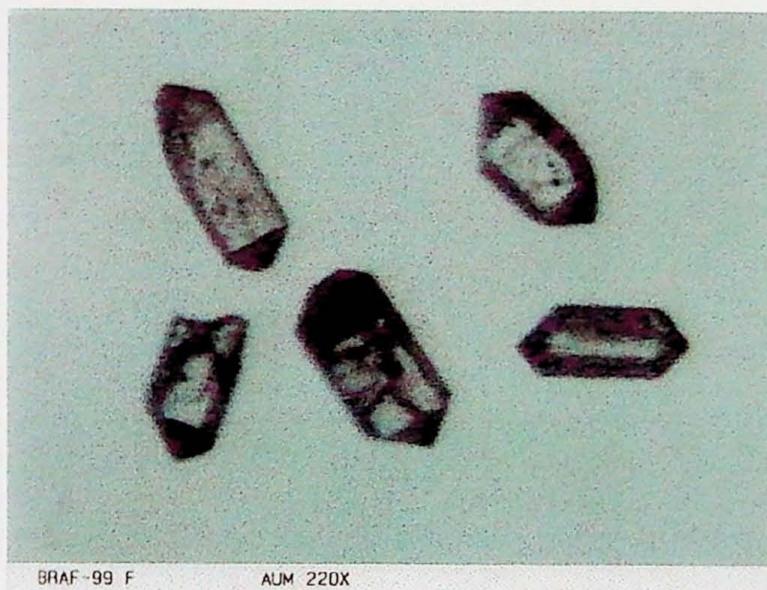
GAP-2003-6-B



BRAF-99 E

AUM 275X

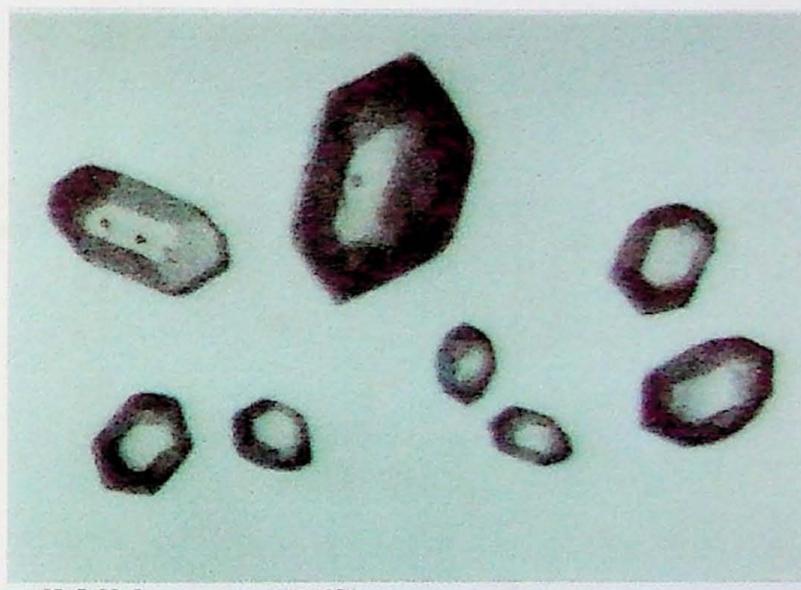
GAP-VI-O4-E



BRAF-99 F

AUM 220X

GAP-VI-O4-F



BRAF-99 G

AUM 165X

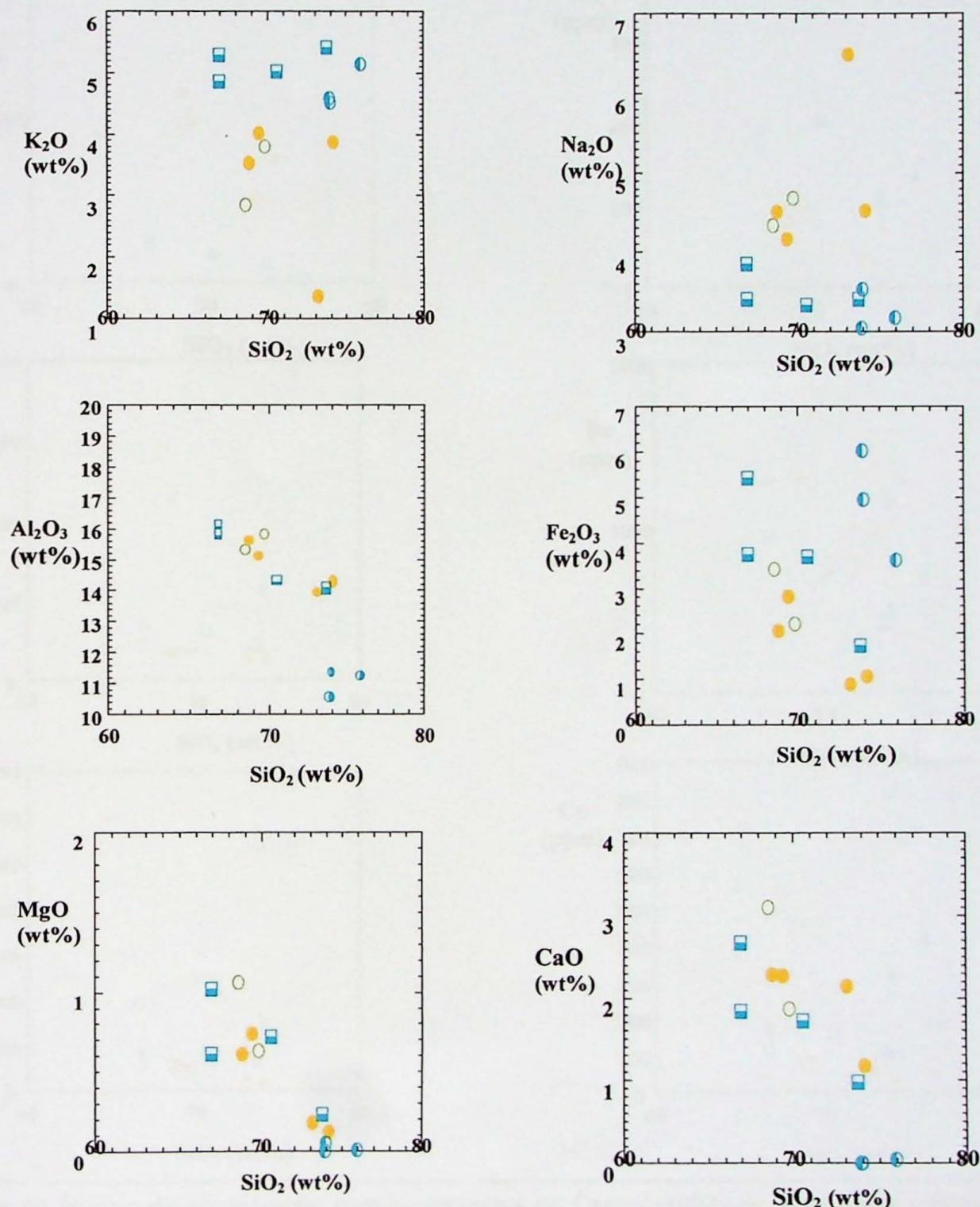
GAP-VI-O4-G



GAP-2003(NM-5) 220X

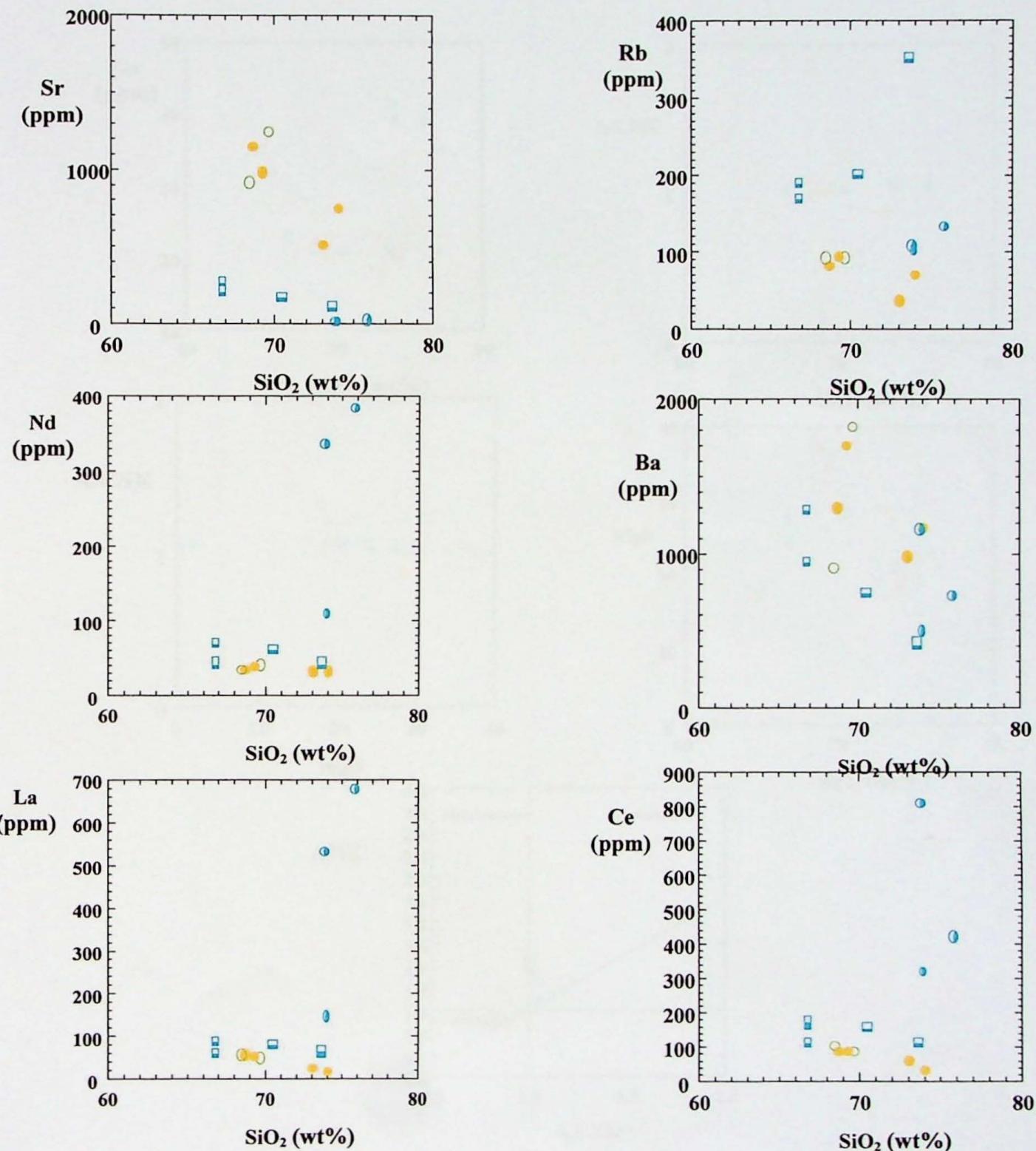
GAP-2003-7 (A)

Prancha 7- Diagramas de Harker de comparação entre as amostras de granitos analisadas nesse trabalho e as amostras analisadas por Castro (1997)
SiO₂ x elementos maiores



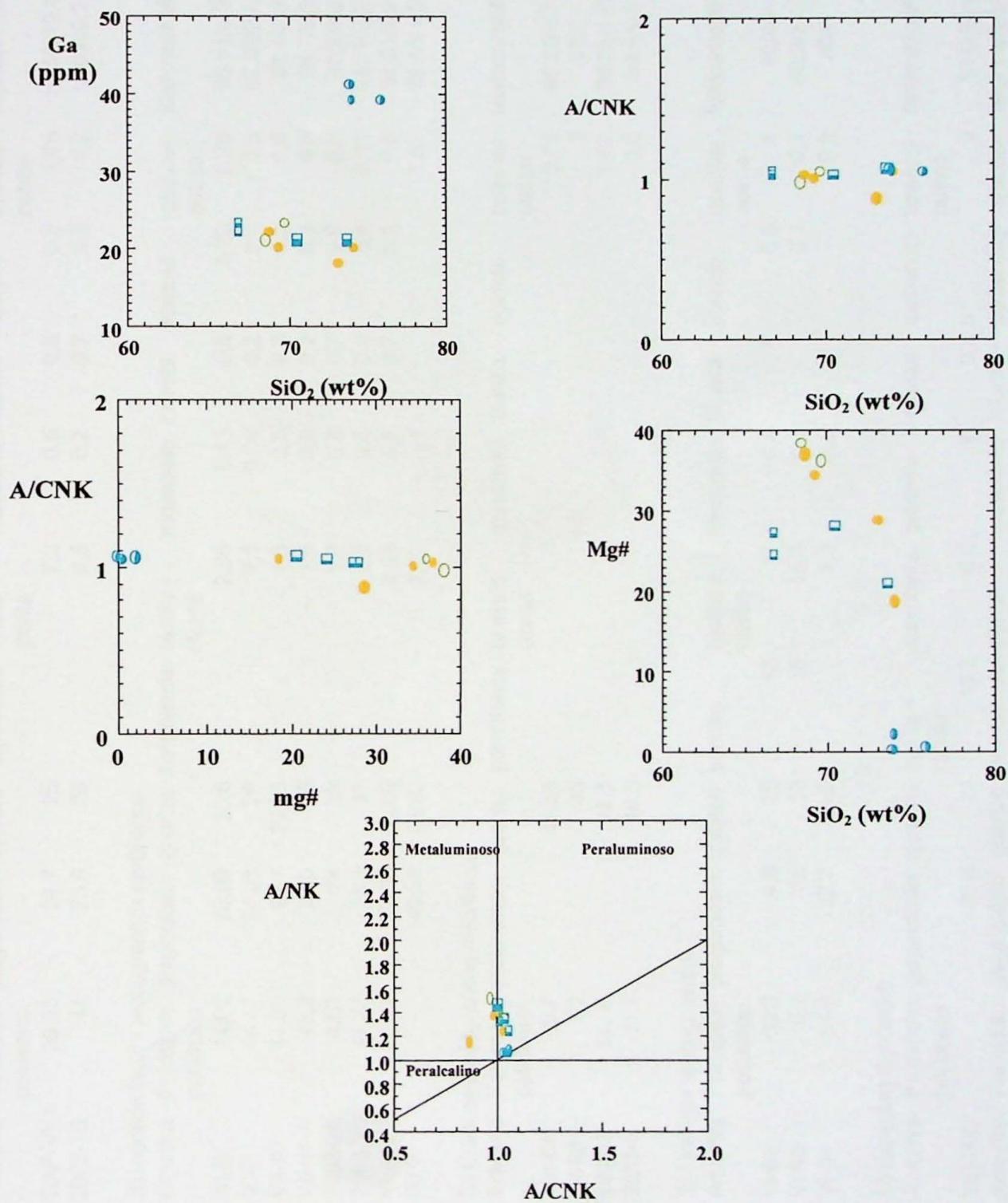
Diagramas de Harker para os elementos maiores. Legenda: ●: biotita leucogranitos porfiríticos da suíte Valsungana (núcleo); ○: biotita monzogranitos da suíte Valsungana (borda); ○: leucogranitos miloníticos do corpo filoneano da unidade NBgr. □: Amostras da suíte Valsungana analisadas por Castro (1997)

**Diagramas binários comparativos para os
 SiO_2 x elementos-traços**



Diagramas de Harker de comparação com as amostras de Castro (1997): ●: biotita leucogranitos da suíte Valsungana (núcleo); ○: biotita monzogranitos da suíte Valsungana (borda); ○: leucogranitos miloníticos do corpo filoneano da unidade NBgr. □: Amostras da suíte Valsungana analisadas por Castro (1997)

Diagramas binários comparativos e diagrama de Maniar & Piccoli (1989)



Diagramas de Harker de comparação com as amostras de Castro (1997): ●: biotita leucogranitos iporfiríticos da suíte Valsungana (núcleo); ○: biotita monzogranitos da suíte Valsungana (borda); leucogranitos miloníticos do corpo filoneano da unidade NBgr. □: Amostras da suíte Valsungana analisadas por Castro (1997)

Tabela I- moda das lâminas contadas

| A) Unidade biotita monzogranitos | | | | | | | | | |
|----------------------------------|-----------|--------------|---------|------------|-------------------|-----------|----------|---------|----------------|
| Amostra | Feldspato | plagioclásio | quartzo | hornblenda | biotita + clorita | muscovita | titanita | epidoto | opacos/ outros |
| GAP-VI-1: | 39,85 | 24,7 | 25 | | 7,3 | 0,5 | 0,8 | 0,8 | 89,55/10,45 |
| 2003-1B | 41 | 23,8 | 26 | | 6,5 | 0,2 | 0,7 | 0,6 | 90,8/9,2 |

| B) Unidade biotita leucogranitos porfiríticos | | | | | | | | | |
|---|-----------|--------------|---------|------------|-------------------|-----------|----------|---------|----------------|
| Amostra | Feldspato | plagioclásio | quartzo | hornblenda | biotita + clorita | muscovita | titanita | epidoto | opacos/ outros |
| 00-B | 44,02 | 23,09 | 28,6 | | 2,55 | 0,15 | 0,6 | 0,33 | 95,7/14,38 |
| 00-F | 44,47 | 24,05 | 29 | | 2,1 | 0,08 | 0,2 | 0,1 | 97,5/22,48 |
| VII-90 | 44,65 | 23,7 | 29,05 | | 1,8 | 0,3 | 0,3 | 0,2 | 97,4/2,6 |
| VII-91-A | 43,2 | 25,5 | 28 | | 1,5 | 0,8 | 0,2 | 0,3 | 96,7/3,3 |
| 2003-2A | 42,2 | 24 | 29 | | 1,7 | 0,8 | 0,7 | 0,8 | 95,2/6,8 |
| 2003-2D | 41,45 | 26,3 | 27 | | 2,7 | 0,8 | 0,4 | 0,4 | 94,7/5,25 |
| VIII-14 | 38,41 | 27,55 | 28,05 | | 2,69 | 1,5 | 0,7 | 0,3 | 94,0/5,99 |
| 00-E | 40,39 | 55,02 | | | 2,02 | 1 | | | 95,4/4,59 |

| C) Unidade leucogranitos miloníticos | | | | | | | | | |
|--------------------------------------|-----------|--------------|---------|------------|-------------------|-----------|----------|---------|----------------|
| Amostra | Feldspato | plagioclásio | quartzo | hornblenda | biotita + clorita | muscovita | titanita | epidoto | opacos/ outros |
| VIII-51 | 49,7 | 46,55 | | | | | | | 3,75 |
| VII-80 | 52 | 45 | | | | | | | 3 |
| 2003-3 | 51,08 | 47,3 | | | | | | | 1,62 |
| 2003-6 | 53,2 | 46,2 | | | | | | | 0,6 |

| D) Unidade leucognaisses | | | | | | | | | |
|--------------------------|-----------|--------------|---------|----------|-------------------|-----------|----------|---------|----------------|
| Amostra | Feldspato | plagioclásio | quartzo | sericita | biotita + clorita | muscovita | titanita | epidoto | opacos/ outros |
| VI-61 | 30,2 | 4,8 | 25 | | 15 | 17 | 6,4 | | 0,6 |
| VI-93 | 0,2 | 55 | 13 | | 15 | 15,8 | 0,3 | | 0,3 |
| VI-04 | 34,6 | 32,2 | 29,2 | | 1,6 | 1,6 | 1,6 | | 0,8 |

| E) Gnaisses bandados | | | | | | | | | |
|----------------------|-----------|--------------|---------|-------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|----------------|
| Amostra | Feldspato | plagioclásio | quartzo | biotita + clorita | muscovita | granada | allanita | carbonato | opacos/ outros |
| VII-90/3 | 30,6 | 23 | 15,3 | 6,3 | 5 | 0,8 | tr | | 9 |
| Amostra | Feldspato | plagioclásio | quartzo | hornblenda | clorita+ | muscovita | allanita+ | carbonato | opacos/ outros |
| 2003-7 | 26 | 19,9 | 24,2 | | epidoto | | apatita | | 2,5 |
| | | | | | 22,6 | 2,4 | 1,1 | tr | 70,1/27,4 |

Tabela II- resultados obtidos com as análises químicas

| N. Campo | GAP-VI-15 | GAP-2003-1B | GAP-VII-91a | GAP-2003-2A | GAP-200-F | GAP-2003-2D | GAP-VII-80 | GAP-2003-3 | GAP-2003-6 | GAP-2003-7 |
|---------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| maiores | monzogranito | monzogranito | leucogranito |
| %SiO ₂ | 68,54 | 69,78 | 69,36 | 74,13 | 68,77 | 73,14 | 73,96 | 73,89 | 75,93 | 68,57 |
| %Al ₂ O ₃ | 15,32 | 15,78 | 15,10 | 14,24 | 15,56 | 13,90 | 11,28 | 10,51 | 11,18 | 14,09 |
| %Fe ₂ O ₃ | 3,41 | 2,22 | 2,81 | 1,05 | 2,07 | 0,89 | 4,93 | 6,02 | 3,62 | 4,20 |
| %MgO | 1,06 | 0,63 | 0,74 | 0,12 | 0,61 | 0,18 | 0,05 | <0,01 | 0,01 | 0,66 |
| %CaO | 3,10 | 1,86 | 2,26 | 1,18 | 2,28 | 2,14 | <0,01 | <0,01 | 0,05 | 3,09 |
| %Na ₂ O | 4,33 | 4,68 | 4,17 | 4,52 | 4,51 | 6,48 | 3,53 | 3,04 | 3,17 | 3,14 |
| %K ₂ O | 2,84 | 3,80 | 4,01 | 3,87 | 3,53 | 1,37 | 4,52 | 4,58 | 5,14 | 4,54 |
| %P ₂ O ₅ | 0,22 | 0,14 | 0,17 | 0,01 | 0,12 | 0,01 | <0,01 | 0,01 | <0,01 | 0,27 |
| %MnO | 0,07 | 0,03 | 0,06 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,10 | 0,08 | 0,08 |
| %TiO ₂ | 0,46 | 0,38 | 0,38 | 0,13 | 0,33 | 0,12 | 0,22 | 0,41 | 0,21 | 0,71 |
| %P.F. | 0,61 | 0,86 | 0,86 | 0,77 | 1,44 | 1,87 | 0,59 | 0,60 | 0,61 | 0,53 |
| %Total | 99,96 | 100,15 | 99,93 | 100,04 | 99,26 | 100,14 | 99,12 | 99,16 | 99,99 | 99,87 |
| %H ₂ O ⁻ | 0,13 | 0,17 | 0,29 | 0,14 | 0,23 | 0,15 | 0,22 | 0,20 | 0,13 | 0,10 |
| traços por ICP-AES | | | | | | | | | | |
| Ba (ppm) | 990 | 2128 | 1944 | 1435 | 1440 | 1150 | 86 | 90 | 53 | 2378 |
| La (ppm) | 49 | 42 | 48 | <15 | 38 | 27 | 134 | 506 | 713 | 60 |
| Sr (ppm) | 894 | 1275 | 980 | 754 | 1097 | 492 | <5 | 8 | 8 | 381 |
| V (ppm) | 38 | 33 | 39 | 18 | 30 | 17 | <15 | 20 | 19 | 43 |
| Y (ppm) | 14 | 10 | 12 | <10 | <10 | <10 | 103 | 258 | 303 | 97 |
| Zr (ppm) | 202 | 180 | 182 | 99 | 177 | 93 | 905 | 3045 | 833 | 458 |
| traços por fluorescência | | | | | | | | | | |
| Ba (ppm) | 896 | 1809 | 1688 | 1154 | 1283 | 966 | 485 | 1147 | 723 | 2110 |
| Ce (ppm) | 102 | 84 | 83 | 26 | 81 | 54 | 313 | 803 | 415 | 128 |
| Cl (ppm) | < 15 | < 15 | 181 | 93 | < 15 | < 15 | 150 | 63 | < 15 | 375 |
| Co (ppm) | 4 | < 3 | < 3 | < 3 | < 3 | < 3 | < 3 | < 3 | < 3 | 5 |
| Cr (ppm) | 164 | 7 | 5 | 4 | 13 | 6 | 24 | 16 | 87 | 11 |
| Cu (ppm) | 4 | 3 | 4 | 2 | 3 | 5 | 2 | < 2 | 4 | 7 |
| F (ppm) | 1144 | 1593 | 421 | 496 | 1017 | 4600 | <223 | 360 | 1918 | 621 |
| Ga (ppm) | 21 | 23 | 20 | 20 | 22 | 18 | 39 | 41 | 39 | 17 |
| La (ppm) | 52 | 45 | 51 | 14 | 54 | 24 | 144 | 530 | 674 | 81 |
| Nb (ppm) | 15 | 11 | 13 | 14 | 11 | 11 | 99 | 374 | 126 | 15 |
| Nd (ppm) | 33 | 39 | 36 | 31 | 32 | 31 | 109 | 336 | 381 | 56 |
| Ni (ppm) | 7 | 3 | 5 | < 2 | 2 | 2 | 4 | 5 | 5 | 4 |
| Pb (ppm) | 20 | 29 | 36 | 41 | 18 | 12 | 21 | 43 | 31 | 36 |
| Rb (ppm) | 90 | 90 | 93 | 68 | 79 | 35 | 101 | 106 | 130 | 88 |
| S (ppm) | <150 | <150 | <150 | <150 | <150 | <150 | <150 | <150 | <150 | <150 |
| Sc (ppm) | 5 | < 4 | 5 | < 4 | < 4 | < 4 | < 4 | < 4 | < 4 | 7 |
| Sr (ppm) | 906 | 1243 | 965 | 738 | 1132 | 497 | 10 | 12 | 14 | 386 |
| Th (ppm) | 9 | 10 | 3 | < 3 | 10 | 4 | 14 | 52 | 13 | < 3 |
| U (ppm) | < 3 | < 3 | < 3 | < 3 | < 3 | 4 | < 3 | 11 | < 3 | < 3 |
| V (ppm) | 42 | 30 | 33 | 4 | 22 | 6 | 3 | < 3 | < 3 | 38 |
| Y (ppm) | 12 | 11 | 12 | 7 | 5 | 4 | 110 | 297 | 331 | 105 |
| Zn (ppm) | 67 | 92 | 65 | 37 | 62 | 27 | 65 | 196 | 131 | 63 |
| Zr (ppm) | 205 | 191 | 185 | 124 | 190 | 115 | 911 | 2963 | 776 | 439 |
| Parâmetros | | | | | | | | | | |
| A/CNK | 0,97 | 1,04 | 0,99 | 1,03 | 1,01 | 0,87 | 1,05 | 1,06 | 1,03 | 0,9 |
| A/NHK | 1,5 | 1,34 | 1,35 | 1,23 | 1,14 | 1,05 | 1,06 | 1,04 | 1,04 | 1,4 |
| Mg# | 38,09 | 35,95 | 34,26 | 18,53 | 36,89 | 28,62 | 0,21 | 0 | 0,54 | 23,73 |

Tabela III- Mineralogia normativa- CIPW

| Amostra | rocha | Q | C | Z | Or | Ab | anortita | H | Ks | Di | Wo | Cs | Mt |
|-------------|-----------------|-------|-------|-------|--------|--------|----------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| GAP-VI-15 | monzogranito | 25.01 | 0.25, | 0.04, | 16.82, | 36.59, | 13.42, | 0.00, | 0.00, | 0.00, | 2.95, | 2.72, | 0.04, |
| GAP-2003-1b | monzogranito | 23.86 | 1.27, | 0.04, | 22.49, | 39.55, | 7.55, | 0.00, | 0.00, | 0.00, | 1.61, | 1.77, | 0.00, |
| GAP-2003-2d | leucogranito | 27.72 | 0.00, | 0.02, | 8.11, | 54.78, | 4.87, | 0.00, | 0.42, | 0.00, | 0.34, | 0.71, | 0.00, |
| GAP-2003-2a | leucogranito | 30.32 | 0.51, | 0.02, | 22.60, | 38.64, | 5.79, | 0.02, | 0.00, | 0.00, | 0.38, | 0.79, | 0.00, |
| GAP-00-F | leucogranito | 23.73 | 0.63, | 0.04, | 20.89, | 38.11, | 10.22, | 0.00, | 0.00, | 0.00, | 1.60, | 1.65, | 0.00, |
| GAP-00-B | leucogranito | 51.66 | 0.00, | 0.01, | 0.83, | 43.69, | 2.03, | 0.01, | 0.18, | 0.08, | 0.00, | 0.31, | 0.00, |
| GAP-VII-91a | leucogranito | 28.78 | 3.90, | 0.04, | 23.74, | 35.24, | 0.00, | 0.00, | 0.00, | 0.00, | 1.83, | 4.07, | 0.00, |
| GAP-VII-80 | leucogran. mil. | 35.88 | 0.76, | 0.18, | 26.75, | 29.42, | 0.00, | 0.02, | 0.00, | 0.00, | 1.23, | 3.93, | 0.01, |
| GAP-2003-3 | leucogran. mil. | 38.19 | 0.74, | 0.61, | 27.11, | 25.53, | 0.00, | 0.01, | 0.00, | 0.00, | 1.24, | 4.80, | 0.00, |
| GAP-2003-6 | leucogran. mil. | 38.30 | 1.18, | 0.17, | 30.43, | 26.78, | 0.00, | 0.00, | 0.00, | 0.00, | 0.83, | 2.89, | 0.02, |
| GAP-2003-7 | leucognaisse | 27.12 | 0.00, | 0.09, | 26.87, | 25.46, | 11.66, | 0.06, | 1.79, | 0.00, | 0.98, | 3.35, | 0.00, |
| Amostra | rocha | Hm | Ru | Hy | Fl | Pr | CC | total | | | | | |
| GAP-VI-15 | monzogranito | 0.87, | 0.53, | 0.40, | 0.03, | 0.00, | 0.00, | 99,66 | | | | | |
| GAP-2003-1b | monzogranito | 0.72, | 0.35, | 0.65, | 0.03, | 0.00, | 0.00, | 99,9 | | | | | |
| GAP-2003-2d | leucogranito | 0.23, | 0.02, | 1.95, | 0.03, | 0.00, | 0.00, | 99,2 | | | | | |
| GAP-2003-2a | leucogranito | 0.25, | 0.03, | 0.22, | 0.03, | 0.00, | 0.00, | 99,59 | | | | | |
| GAP-00-F | leucogranito | 0.63, | 0.29, | 0.39, | 0.03, | 0.00, | 0.00, | 98,22 | | | | | |
| GAP-00-B | leucogranito | 0.11, | 0.02, | 0.09, | 0.03, | 0.00, | 0.00, | 99,07 | | | | | |
| GAP-VII-91a | leucogranito | 0.72, | 0.41, | 0.11, | 0.03, | 3.82, | 0.70, | 103,4 | | | | | |
| GAP-VII-80 | leucogran. mil. | 0.42, | 0.03, | 0.12, | 0.03, | 0.00, | 0.00, | 98,78 | | | | | |
| GAP-2003-3 | leucogran. mil. | 0.78, | 0.03, | 0.19, | 0.03, | 0.00, | 0.00, | 99,28 | | | | | |
| GAP-2003-6 | leucogran. mil. | 0.40, | 0.02, | 0.83, | 0.03, | 0.00, | 0.00, | 101,88 | | | | | |
| GAP-2003-7 | leucognaisse | 1.35, | 0.66, | 0.16, | 0.03, | 0.00, | 0.00, | 99,58 | | | | | |

Tabela IV- resultados do método Sm/Nd

| SPS | No. Campo | Material | Sm (ppm) | Nd (ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\epsilon_{(0)}$ | f_{SmNd} | T_{DePaolo} (Ga) | T_1 (Ma) | $\epsilon_{(T1)}$ |
|------|-------------|-----------------------------------|-------------|-------------|-----------------------------------|-----------------------------------|------------------|-------------------|------------------------------|---------------|-------------------|
| 3262 | GAP-VI-15 | RT/biotita monzogranito | 5,827 | 36,271 | 0,0971 | 0,511429 | -23,58 | -0,51 | 2,11 | 3,26 | 600 |
| 3270 | GAP-00-B | RT/biotita leucogranito porfírico | 2,099 | 11,211 | 0,1132 | 0,511483 | -22,54 | -0,42 | 2,38 | 2,77 | 600 |
| 3271 | GAP-00-F | RT/biotita leucogranito porfírico | 5,732 | 34,541 | 0,1004 | 0,511554 | -21,45 | -0,49 | 2,00 | 3,48 | 600 |
| 3264 | GAP-VII-91a | RT/biotita leucogranito porfírico | 5,896 | 36,669 | 0,0972 | 0,511483 | -22,53 | -0,51 | 2,04 | 3,40 | 600 |
| 3263 | GAP-VII-80 | RT/leucogranito milonítico | 25,604 | 117,326 | 0,1320 | 0,511899 | -14,42 | -0,33 | 2,14 | 3,22 | 600 |
| 3267 | GAP-2003-3 | RT/leucogranito milonítico | 86,758 | 413,611 | 0,1268 | 0,511894 | -14,51 | -0,36 | 2,02 | 3,46 | 600 |
| 3268 | GAP-2003-6 | RT/leucogranito milonítico | 96,582 | 470,736 | 0,1241 | 0,511874 | -14,9 | -0,37 | 1,99 | 3,52 | 600 |
| 3269 | GAP-2003-7 | RT/hornblendita leucognaissse | 12,703 | 63,023 | 0,1219 | 0,511069 | -30,6 | -0,38 | 3,34 | 1,26 | 600 |
| | | | | | | | | | | | -24,87 |

Tabela V- resultados do método Rb/Sr

| SPS | No. Campo | Material | Rb (ppm) | Sr (ppm) | $1/\text{Sr}$ | $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (X) | $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (Y) | $T(\text{Ma})$ $\lambda = 1,42$ | $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ $P/T(\text{Ma})$ | $\epsilon_{(0)}$ | T_{DM} (Ma) | $\epsilon_{(TDM)}$ | T_1 (Ma) | $\epsilon_{(T1)}$ |
|------|-------------|-----------------------------------|-------------|-------------|---------------|--|--|------------------------------------|---|------------------|-------------------------|--------------------|---------------|-------------------|
| 3262 | GAP-VI-15 | RT/biotita monzogranito | 93,4565 | 1052,14 | 0,0009504 | 0,71015 | 0,257 | 610 | 0,70950 | 80,24 | 2613,1 | -14,01 | 600 | 58,98 |
| 3270 | GAP-00-B | RT/biotita leucogranito porfírico | 6,1075 | 286,788 | 0,0034869 | 0,70916 | 0,062 | 610 | 0,70864 | 66,2 | 31343 | 240,63 | 600 | 68,69 |
| 3271 | GAP-00-F | RT/biotita leucogranito porfírico | 78,491 | 1270,24 | 0,0007873 | 0,71005 | 0,179 | 610 | 0,70852 | 78,78 | 4094 | -3,9 | 600 | 67,03 |
| 3264 | GAP-VII-91a | RT/biotita leucogranito porfírico | 103,833 | 1155,56 | 0,0008654 | 0,71033 | 0,260 | 610 | 0,70811 | 82,8 | 2634,7 | -13,87 | 600 | 61,17 |
| 3273 | GAP-2003-2A | RT/biotita leucogranito porfírico | 67,404 | 804,409 | 0,0012431 | 0,71019 | 0,243 | 610 | 0,70812 | 80,78 | 2819,5 | -12,62 | 600 | 61,29 |
| 3274 | GAP-2003-2D | RT/biotita leucogranito porfírico | 35,1325 | 557,217 | 0,0017946 | 0,71036 | 0,183 | 610 | 0,70880 | 83,19 | 4140 | -3,58 | 600 | 71,01 |
| 3263 | GAP-VII-80 | RT/leucogranito milonítico | 103,788 | 3,8675 | 0,258565 | 1,02846 | 80,132 | 835 | 0,34282 | 4598 | 286,3 | -29,38 | 600 | -5128,08 |
| 3267 | GAP-2003-3 | RT/leucogranito milonítico | 112,123 | 5,1335 | 0,1947989 | 1,10714 | 65,709 | 835 | 0,54490 | 5715,19 | 432,9 | -28,43 | 600 | -2256,87 |
| 3268 | GAP-2003-6 | RT/leucogranito milonítico | 132,019 | 6,341 | 0,1577038 | 1,10415 | 62,618 | 835 | 0,56836 | 5672,75 | 450,9 | -28,31 | 600 | -1923,65 |
| 3269 | GAP-2003-7 | RT/hornblendita leucognaissse | 81,902 | 411,052 | 0,0024328 | 0,72561 | 0,578 | 2100 | 0,72066 | 299,57 | 3040,1 | -11,12 | 600 | 239,56 |

Mapa geológico de parte da folha de Gaspar

