

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO PETROLÓGICA DO MAGMATISMO PÓS-  
COLISIONAL PRECOCE DE IDADE NEOPROTEROZÓICA  
DO SUL DO BRASIL: A SUÍTE PAULO LOPES, SC**

**LUANA MOREIRA FLORISBAL**

**ORIENTADOR:** Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi  
**CO- ORIENTADORA:** Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria de Fátima Bitencourt

**BANCA EXAMINADORA**

Prof. Dr. Valdecir Janasi, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo  
Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul  
Prof. Dr. Edinei Koester, Instituto de Ciências Humanas, Departamento de Geografia, Universidade Federal de Pelotas

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2007

Dedico este trabalho a todas as pessoas do bem e as de boa...

... E já que é um trabalho que versa sobre “petrogênese”... dedico este trabalho às pessoas que mais contribuíram com a gênese e a evolução desta *Msc.* Geóloga

*Sensu Lato*

Nair Moreira Florisbal (*in memorian*) & Derli Rodrigues Florisbal

*Sensu Stricto*

Maria de Fátima Bitencourt & Lauro V. S. Nardi

*“Não sei como o mundo me vê, mas eu me sinto como um garotinho brincando na praia, contente em achar aqui e ali uma pedrinha mais lisa ou uma concha mais bonita, tendo sempre diante de mim, ainda por descobrir o grande oceano da verdade...”*

*Isaac Newton*

## **Agradecimentos**

Agradeço primeiramente, como não poderia deixar de ser, ao meu pai (Derli Rodrigues Florisbal) não só pela vida, mas por ser um exemplo para mim. Um exemplo de respeito, determinação, carinho e lealdade. Com meu pai aprendi o quanto se deve ser íntegra e buscar o que se ama. Obrigada por toda a compreensão, pelo apoio incondicional e por seres o meu porto seguro. Ah, claro, e muitíssimo obrigada por sobrepor o teu amor à felicidade desta filha cheia de indecisões. Para ti papai, o meu primeiro muito obrigada por tudo.

Agradeço a Universidade Federal do Rio Grande do Sul, a minha querida UFRGS, onde me formei Geóloga e de onde hoje saio Mestra. E claro que na figura da Universidade estão contidas todas as pessoas que lutam a cada dia por fazer dela uma universidade pública, gratuita e de qualidade, sem a qual muitos não poderiam obter uma formação digna para poder lutar por um Brasil melhor. E como a universidade muito significa para mim e nestes sete anos de UFRGS acabei me envolvendo com muitos de seus segmentos, vou tentar agradecer a todos nos próximos parágrafos.

Agradeço ao IGEO-UFRGS por ser o meu canto nesta grande casa que é a UFRGS. E, sobretudo ao PPGeo, que me acolheu nestes últimos dois anos.

A todos os professores maravilhosos que tive aqui e que muito me ajudaram como aluna e como pessoa. Fátima, Lauro, Lisboa, Evandro (Chinês), De Ros, Carlos Sommer (Carlão), Rommulo, Edinei, Márcia, Claiton, entre tantos outros que talvez eu possa esquecer pela emoção do momento. Vocês são muito especiais e fazem toda a diferença no “time do ensino” da casa.

Falando em professores, tenho a felicidade de dedicar este pequeno parágrafo aos meus queridos amigos, professores, mestres, orientadores e muitas vezes até terapeutas, Lauro Nardi e Maria de Fátima. Vocês são fabulosos! Obrigada pela compreensão, pelos ensinamentos sem fim, pela paciência, pela parceria, o carinho, a amizade, pela simplicidade e o acolhimento de vocês. Ao Lauro, agradeço em especial as ótimas conversas sobre filosofia da ciência, por me ensinar a importância da simplicidade das coisas e por me ajudar a ser menos afoita com a minha vida. À Fátima, tenho que agradecer

muito pelo “ajuste do foco” na pesquisa, pela compreensão, pela disposição e energia sem fim, pela ajuda nos momentos de fraqueza e pelo incentivo incondicional.

Aos funcionários do IGEO-UFRGS obrigada pela presteza. Tenho que fazer menção especial ao Robertinho, Denise, Letícia e Ellen da Pós-graduação, Sandrinha e Fabrício do Anexo, Élton, e todos os motoristas. Vocês são simplesmente o máximo! Obrigada por sempre me salvarem quando eu não sabia o que fazer ou como agir com as minhas mil dificuldades e parabéns por sua capacidade de resolver tudo. Ao Edinei Koester (Ed) tenho que agradecer por toda a ajuda nas etapas de análise no Laboratório de Geologia Isotópica do IGEO-UFRGS. Muito obrigada pela paciência, pela disposição, pelas discussões, as revisões dos textos e por fazer esta parte analítica que é às vezes tão desgastante ser muito divertida.

Aos alunos da disciplina de Geoquímica I dos anos de 2005 e 2006 agradeço pela vivência em sala de aula e pela paciência com uma iniciante apaixonada pela educação.

Ao Diretório Acadêmico dos Estudantes de Geologia da UFRGS (CAEG) e todas as pessoas bárbaras que lá conheci. Obrigada por me ajudarem a manter este diretório como um dos mais ativos do Brasil. E claro, obrigada a todos os parceiros de tantas e tantas Horas Felizes, Banda Bebe, Enegeo, chimarrão e demais momentos de descontração. Ah, aquela semaninha fatídica em que o Enegeo 2006 se concretizou também não poderia deixar de constar. Além dela, agradeço a todos os que ajudaram na idealização e realização deste evento, incluindo obviamente, aquele mapeamento sofrido no Farol de Santa Marta.

A toda a equipe da sala 206 do DEGEO: Bruna, Ari, Karine, Cris, Duda, Carol, Ingke, Gregory e agregados. Obrigada pelos cafés, bolinhos, gargalhadas, discussões super compenetradas dos mais variados assuntos, trabalhos de campo em tudo quanto é tipo de rocha e com tudo quanto é tipo de enfoque, conversas de ante-sala, edição de figuras e ajuda em todos os momentos. Vocês são demais!

Agradeço aos meus tantos “amigos da Geo” pela parceria sem limites, pelas discussões de geologia, pelos ombros amigos, pelas festas e descontração nas horas de desespero ou de alívio profundo. Há alguns que tenho que fazer menção especial: Carol, Juca, Paola, Segundo, Geminha, Ari, Cristão, Passarinho, Felicce, Duda, Gregory, Cris, Dali, Jú, Borba, Harry, Sargento, Daniel, Tunicão, Romualdo (que é mais da Geo que de qualquer outro lugar), Punk, Base, Guerreiro, Romário, Piritinha, Diego, Alan, Sirtoli ...

Ah, mas os amigos da Geo não são só da UFRGS, mas também do Brasil! Joantina, Aninha, Thanany, Lú, Mikuin, Melado, Xurume (A Bolacha), Mineiro, Jesus, Naná, Kenga, Kama, Coisinha, Juá, Diegão, Zé e tantos outros que será impossível enumerar... eu amo muito todos vocês! Já que estou falando dos amigos, tenho que agradecer a duas pessoas que se tornaram mais do que amigas que são minhas irmãs de rocha e de amor: Joantina e Carolzinha. Gurias vocês são muito especiais. Tenho que agradecer por terem surgido no meu caminho e terem feito a estrada da minha vida muito mais colorida e cheia de luz. Obrigada por tudo: carinho, dedicação, atenção, cumplicidade, paciência, por me fazerem ter mais calma com as coisas, por me encorajarem nas horas em que as pernas já estavam bambas, pelas risadeiras sem fim, pelos aprontes (UHU!), pelas festas, as jantas, os vales, os telefonemas na madrugada para matar as saudades... enfim, obrigada pela grande presença que faz toda a diferença na minha existência!

Agradeço as gurias do “Ap. do Bonfa”, Dê, Karine e Natália, pelas risadas, caminhadas, discussões, festas, jantas, por molharem as minhas plantinhas quando eu estava fora, por fazerem minha estadia em POA ser muito mais tranqüila e por me aturarem. Valeu gurias!

Agradeço aos meus amigos dos tempos de CEUACA que sempre estiveram presente de uma forma ou de outra na realização deste trabalho. Elias, Carlinha, Rafa, Mi e Léo valeu pelos cafés, por aturarem as minhas reclamações, pelas festas, jantas e demais comemorações. Vocês são dez!

Ao Bu agradeço pelo carinho, pela insustentável leveza, pela imensa compreensão e por me fazer procurar entender melhor os meus tão confusos sentimentos.

A todas as pessoas que me ajudam na luta incansável pelo futuro das crianças do Brasil. Agradeço a todos pela vivência e disposição nos mais diversos trabalhos que realizamos ao longo destes anos. Em especial, agradeço também aos companheiros de Latino América que tanto me ajudaram neste caminho árduo que é o reajuste de conduta das crianças roubadas de suas famílias. Ao grupo Arte no Morro por me ajudar a levar um pouco de alegria e cor aos pequenos que resistem bravamente num mundo já tão desbotado...

A todas as pessoas que realmente acreditam na pesquisa científica e que levam seus trabalhos com todo o coração. A todos os educadores que tem prazer em aprender um

pouco a cada dia para amanhã passar adiante este pouco já bem mais aprimorado. Um dia eu chego lá...

Por fim, agradeço ao meu povo brasileiro querido e amado, que é especial e abençoado por sua gênese.

A todos que eu possa ter esquecido fica aqui o meu muito obrigada e digo que certamente eu vou sentir saudades...

## RESUMO

Os estágios precoces do período pós-colisional do Ciclo Brasileiro/Panafricano na região de Garopaba-Paulo Lopes (*ca.* 630-620 Ma), sul do Brasil, é marcado por grandes maciços graníticos com rochas máficas associadas. A Suíte Paulo Lopes (SPL) é uma associação plutônica de monzogranitos, sienogranitos e gabros contemporâneos, com abundantes enclaves máficos microgranulares, interpretados como produtos de *co-mingling*. Os contatos entre os granitóides e as rochas básicas indicam magmas contemporâneos e interativos. O Gabro Silveira ocorre na área de estudo como grandes corpos intrusivos e vários diques de menor espessura de orientação NNE. As relações de campo definem uma ordem cronológica dos eventos magmáticos, onde o Granito Paulo Lopes (GPL) é o primeiro pulso magmático e, enquanto ainda parcialmente cristalizado, foi intrudido por magmas híbridos representados pelos Granitóides Garopaba (GG) e o Gabro Silveira (GS). A SPL é sintranscorrente e microestruturas indicativas de deformação do estado sólido de alta temperatura são descritas nas rochas máficas e graníticas. As rochas máficas são compostas de labradorita-andesina, ortopiroxênio, augita, pigeonita, olivina (ocasionalmente serpentizada), Fe-hornblenda e hornblenda magnésiana, biotita vermelha, magnetita, ilmenita, apatita, e badeleíta, com afinidade toleítica médio a alto-K e mostra feições mineralógicas e geoquímicas, além de isotópicas, que assemelham-se às dos basaltos alto-Ti-P da Formação Serra Geral. Seus altos conteúdos de K, Rb, Sr e Ba, bem como as anomalias negativas de Nb e Ta nos diagramas multielementares são similares aquelas observadas em arcos magmáticos maduros e em ambientes pós-colisionais. Os granitóides da SPL são composicionalmente similares as rochas do tipo-A e são interpretadas como de caráter co-magmático com as rochas máficas, embora um componente crustal seja importante, particularmente no Granito Paulo Lopes. Os granitóides da SPL resultam de uma interação de magmas toleíticos com materiais crustais, assim eles podem ser considerados como granitóides de afinidade toleítica. O papel da tectônica transcorrente parece ser essencial para promover a geração de magmas de derivação mantélica e sua interação com material crustal, com subsequente geração de

abundantes granitóides. A semelhança composicional dos granitóides da SPL, particularmente os Granitóides Garopaba, com os granitos do tipo-A os faz diferente dos granitóides médio a alto-K de arcos magmáticos maduros, e esta diferença provavelmente reflete o caráter toleítico de seus magmas primários, típicos dos estágios magmáticos precoces do ambiente pós-colisional. Dados de geoquímica de elementos traço e isotópica indicam fonte mantélica modificada por subducção prévia (OIB) e enriquecida em ETRL para os magmas máficos, o que é coerente com o caráter pós-colisional deste magmatismo.

### ABSTRACT

The early post-collisional stages of the Brasiliano/Pan-African Cycle in the Garopaba-Paulo Lopes region (*ca.* 630-620 Ma), southern Brazil, is marked by large granitic massifs with associated mafic rocks. The Paulo Lopes Suite (PLS) is a plutonic association of contemporaneous monzogranites, syenogranites and gabbros, with abundant mafic microgranular enclaves, interpreted as co-mingling products. The contacts between granitoids and basic rocks indicate coeval and interactive magmas. The Silveira Gabbro occurs in the study area as large intrusive bodies and several narrow dikes of NNE orientation. Field relations define a chronological order of magmatic events, where the Paulo Lopes Granite (PLG) is the first magmatic pulse and, while still partially crystallized, was intruded by mingled magmas, represented by the Garopaba Granitoids (GG) and the Silveira Gabbro (SG). The PLS is syntranscurrence, and microstructures indicative of high-temperature solid-state deformation are described in the mafic and granitic rocks. Mafic rocks are composed of labradorite-andesine, orthopyroxene, augite, pigeonite, olivine (occasionally serpentinized), Fe-hornblende and magnesian hornblende, red biotite, magnetite, ilmenite, apatite, and baddeleyite, with a medium to high-K tholeiitic affinity and show mineralogical and geochemical features, including isotopic ones, that resemble the high-Ti-P basalts of the Serra Geral Formation. Their high contents of K, Rb, Sr and Ba, as well as negative anomalies of Nb and Ta in multielemental diagrams are similar to the ones observed in magmatic rocks from mature arcs or post-collisional environments. The PLS granitoids are compositionally close to A-type rocks and are interpreted as co-magmatic with the mafic rocks, although a crustal component is important, particularly in the Paulo Lopes Granite. The PLS granitoids result from the interaction of tholeiitic magmas with crustal materials, hence may be considered as granitoids of tholeiitic affinity. The role of transcurrent tectonics seems to be essential for promoting the generation of mantle-derived magmas and their interaction with crustal material, with consequent generation of abundant granitoids. The compositional resemblance of the PLS granitoids, particularly the Garopaba Granitoids, with A-type ones

makes them different from the medium to high-K granitoids of mature magmatic arcs, and this difference probably reflects the tholeiitic character of their primary magmas, typical of the early magmatic stages of post-collisional settings. Trace element and isotopic geochemical data indicate a subduction-modified (OIB) and LREE-enriched lithospheric mantle sources for the mafic magmas, which is coherent with the post-collisional character of this magmatism.

## SUMÁRIO

<b>RESUMO</b> .....	08
<b>ABSTRACT</b> .....	10
<b>CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO</b> .....	14
<b>CAPÍTULO II - ESTADO DA ARTE</b> .....	18
1. Gênese e evolução de associações de magmas básicos e ácidos contemporâneas....	18
2. Definição de magmatismo pós-colisional.....	22
3. Comparação entre as associações litológicas de ambientes colisionais e pós-colisionais.....	23
4. Magmatismo Pós-colisional no sul do Brasil.....	26
5. Suíte Paulo Lopes como magmatismo pós-colisional precoce.....	26
<b>CAPÍTULO III – METODOLOGIA</b> .....	29
1. Trabalho de Campo.....	29
2. Petrografia e Contagem Modal.....	29
3. Litoquímica.....	30
4. Análise Química Mineral.....	31
5. Geoquímica Isotópica.....	31
5.1. Coleta das Amostras.....	32
5.2. Preparação das amostras.....	32
5.3. Método de Diluição Isotópica.....	32
5.4. Pesagem e adição de spikes (traçadores).....	32
5.5. Digestão da amostra.....	33
5.6. Separação dos Elementos por Cromatografia.....	34
5.6.1. Separação do Rb, Sr e ETR.....	35
5.6.2. Separação de Sm e Nd.....	35
6. Procedimento de separação química para análises Pb/Pb.....	36

6.1. Adição da Amostra.....	36
6.2. Coleta de Pb.....	37
6.3. Limpeza da coluna.....	37
6.4. Limpeza da coluna sem a resina.....	37
7. Espectrometria de Massa.....	37
8. Cálculos de Regressão.....	38
<b>CAPÍTULO IV - CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>39</b>
<b>CAPÍTULO V - ARTIGO PESQUISAS.....</b>	<b>45</b>
<b>CAPÍTULO VI - ARTIGO LITHOS.....</b>	<b>67</b>
<b>CAPÍTULO VII - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....</b>	<b>101</b>
<b>CAPÍTULO VIII - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>105</b>
<b>ANEXO A – CARTA DE SUBMISSÃO ARTIGO LITHOS.....</b>	<b>110</b>

## CAPÍTULO I

### INTRODUÇÃO

O reconhecimento do magmatismo pós-colisional (*sensu* Liègois, 1998) tem crescido no Brasil na última década através da ampliação dos trabalhos de mapeamento de detalhe, análise de dados estruturais e aquisição de dados de geoquímica de elementos traço e isotópica, além de dados radiométricos (Bitencourt & Nardi 1993, 2000, Garavaglia *et al.* 2002, Wildner *et al.* 2002, Sommer *et al.* 2005). Contudo, a compreensão integrada dos processos que ocorrem durante o período pós-colisional é ainda bastante deficitária. Procurando obter dados que colaborem para o entendimento evolução petrológica de magmas em ambiente pós-colisional, e sua relação com a geodinâmica global, são apresentados dados da Suíte Paulo Lopes (SPL), região de Garopaba, Santa Catarina, Brasil.

O Ciclo Orogênico Brasileiro-Panafricano é representado no sul do Brasil por ambientes de arco e colisionais, com expressivo magmatismo granítico associado. O período pós-colisional, com idades aproximadas entre 650 e 580 Ma, é marcado por intenso magmatismo ao longo de grandes zonas de cisalhamento, que constituem o Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro (Bitencourt & Nardi 2000). Neste contexto, o Batólito Florianópolis abrange uma grande variedade de granitóides, freqüentemente associados com magmatismo máfico sincrônico, controlados por uma tectônica transcorrente. O magmatismo precoce, representado por biotita-granitos porfiríticos e granodioritos, composicionalmente similares aos calcialcalinos alto-K ou granitos do tipo I-Caledoniano (Pitcher 1983, 1987), com enclaves máficos microgranulares abundantes, é freqüentemente vinculado temporal e espacialmente a zonas de cisalhamento de baixo ângulo de mergulho. Leucogranitos a duas micas são encaixados em zonas de cisalhamento subhorizontais ou subverticais e sua ocorrência é restrita ao final do estágio precoce (*ca.* 630 Ma). O

magmatismo do estágio seguinte possui afinidade shoshonítica. Granitóides desta fase são encontrados em zonas de cisalhamento ou em zonas indeformadas, intrusivos em áreas cratônicas. O magmatismo final do ambiente pós-colisional é alcalino sódico saturado em sílica e ocorre tanto ao longo quanto longe do cinturão de cisalhamento, sendo controlado essencialmente por estruturas transcorrentes subverticais, ou intrusivos discordantemente nos granitóides de estágios anteriores. Biotita granitos metaluminosos são comumente encontrados associados a um magmatismo básico sincrônico de afinidade toleítica e caráter moderadamente alcalino. A relação dos magmas com a tectônica regional se dá de diversas maneiras durante a evolução do período pós-colisional, sendo na maior parte das vezes seu agente controlador. O cinturão de cisalhamento é interpretado como conduto para o transporte dos magmas, bem como agente na descompressão do manto, reativando as fontes do magmatismo calcialcalino existentes no período pré-colisão. A extensa disponibilidade de fontes mantélicas modificadas pela subducção prévia na geração do magmatismo pós-colisional do sul do Brasil é aqui enfatizada em oposição às fontes relacionadas exclusivamente a processos de fusão de crosta continental.

As rochas que compõem a SPL são correlacionáveis estrutural e composicionalmente ao magmatismo pós-colisional precoce. Dado que a mesma é uma associação de granitóides sintranscorrentes com rochas máficas sincrônicas, a denominação composicional da Suíte como toleítica continental é apresentada como uma proposta de caracterização de associações de rochas embasando a identificação dos granitóides com as séries magmáticas e associações petrotecônicas. As relações de campo, petrológicas e estruturais, bem como os dados geocronológicos, indicam que este magmatismo faz parte dos eventos pós-colisionais do Ciclo Brasileiro/Panafricano, assinalando importante acreção vertical durante este período no sul do Brasil.

O magmatismo toleítico continental da SPL é caracterizado em termos de evolução petrológica. São investigados processos petrogenéticos (*e.g.* cristalização fracionada, ascensão por fluxo turbulento, contaminação crustal) que podem ter modificado a composição original dos magmas, destacando a composição das diversas fontes que geraram as rochas estudadas. Assim, são apresentadas e discutidas características das possíveis fontes dos magmas com intuito de investigar a composição do manto envolvido na geração das rochas básicas, bem como sua relação na gênese das rochas graníticas.

Neste estudo, a origem, diversidade e controle tectônico do magmatismo pós-colisional no sul do Brasil é revisado e discutido com um enfoque petrológico. O objetivo do trabalho é fornecer novos dados geológicos, petrográficos, geoquímicos e isotópicos para a investigação e proposição de um modelo de geração e evolução das rochas, procurando entender a relação entre as fontes crustais e mantélicas no período pós-colisional e a influência da atividade tectônica na gênese da SPL. Este modelo integrador é importante para a compreensão do magmatismo pós-colisional de idade neoproterozóica no sul do Brasil.

Nesta dissertação constam os resultados parciais da pesquisa, dispostos em oito capítulos, que abrangem a caracterização geológica, petrográfica, geoquímica e isotópica da Suíte Paulo Lopes. Um texto integrador é apresentado no capítulo II com o objetivo de introduzir alguns conceitos básicos sobre o magmatismo pós-colisional, suas fontes e suas relações com a tectônica regional, bem como a geração de associações de rochas ácidas e básicas contemporâneas como indicadores da interação crosta-manto neste período. Na seqüência, no capítulo III, são apresentados os materiais e métodos utilizados para a realização do trabalho. O capítulo IV apresenta o contexto geológico da área de estudo, abordando sobretudo as relações de mútua intrusão desenvolvidas entre as litologias da SPL.

O corpo da dissertação, contidos nos capítulos V e VI, é composto por dois artigos elaborados pela autora desta dissertação e seus orientadores. O primeiro artigo “Geoquímica das Rochas Máficas Toleíticas da Suíte Pós-colisional Paulo Lopes, Neoproterozóico do Sul do Brasil” foi publicado na revista Pesquisas em Geociências e constitui uma caracterização do magmatismo máfico da SPL. Neste trabalho, constam a caracterização geológica e petrográfica de detalhe, bem como dados de química mineral e a caracterização geoquímica do Gabro Silveira e diques associados, que permitem a investigação petrológica das rochas básicas e a discussão acerca das fontes deste magmatismo. O segundo artigo “The early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium- to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt” foi submetido à revista Lithos e constitui um estudo petrológico da Suíte Paulo Lopes. Neste artigo, a origem, diversidade e controle tectônico do magmatismo pós-colisional no sul do Brasil é revisado e discutido com um enfoque petrológico. O banco

de dados geológicos, petrográficos e geoquímicos foi ampliado, e dados isotópicos foram obtidos para a investigação e proposição de um modelo de geração e evolução das rochas graníticas e máficas, procurando entender a relação entre as fontes crustais e mantélicas no período pós-colisional, e a influência da atividade tectônica na gênese da SPL.

O capítulo VII apresenta algumas das conclusões obtidas no desenvolvimento desta dissertação, bem como recomendações para trabalhos futuros.

A dissertação é encerrada com o capítulo VIII, de referências bibliográficas.

## **CAPÍTULO II**

### **ESTADO DA ARTE**

#### **1. Gênese e evolução de associações de magmas básicos e ácidos contemporâneas**

Estudos petrogenéticos de associações de rochas máficas e félsicas contemporâneas envolvem a caracterização das fontes dos magmas, as condições de fusão parcial e a dimensão da subsequente modificação dos magmas derivados do manto e da crosta durante o transporte e o posicionamento. Estes estudos devem ser baseados em observações de campo, envolvendo mapeamento de detalhe e amostragem dos diferentes tipos de rochas expostas em uma dada localidade, estudo petrográfico, geoquímica de elementos maiores, traço e isotópica. Dados geocronológicos também podem ser obtidos a fim de aprimorar o conhecimento da associação em estudo.

Um objetivo fundamental do estudo petrogenético das rochas ígneas é a distinção das características da fonte que são herdadas de fusões parciais primárias daquelas que se originaram de processos subsequentes durante a evolução dos magmas.

A determinação dos reservatórios mantélicos permite um entendimento acerca das fontes envolvidas, como manto, crosta e misturas entre estes dois componentes (Dickin, 1995), bem como as características geoquímicas dessas fontes, visando a decifrar os processos responsáveis pela separação e evolução desses componentes desde a geração e ascensão dos magmas até o seu posicionamento na crosta.

Rochas graníticas, principalmente as de afinidade calcialcalina, são os constituintes mais abundantes da crosta continental; tipicamente associadas a cinturões pós-orogênicos, constituindo um indício de que os processos geradores destas rochas envolveram diferenciação a partir de fusões geradas na litosfera continental (Wilson, 1989).

A origem de grandes volumes de magma granítico tem sido um grande problema na petrologia ígnea devido à grande variedade composicional das rochas geradas pelo fracionamento dos magmas derivados do manto e dos magmas resultantes de fusão crustal.

Desta forma, a gênese dos magmas de composição granítica tem sido estudada sob duas maneiras: (i) por fusão parcial da crosta, ou (ii) pela diferenciação de magmas de derivação mantélica. No entanto, trabalhos recentes de petrologia ígnea mostram que grande parte das rochas graníticas têm sido geradas por processos de mistura de magmas de origem crustal e mantélica, que evoluem de diversas maneiras dependendo do ambiente tectônico existente.

A transferência de calor, a dinâmica dos fluidos, o fluxo magmático e os processos de mistura homogênea e/ou heterogênea podem contribuir no desencadeamento de processos de fusão parcial da crosta. O grau de interação entre os magmas de composição contrastante será controlado pela espessura, temperatura, pressão, quantidade de calor e composição da crosta, bem como pelo tempo de residência, temperatura, volume e quantidade de calor do magma básico que está sendo inserido no sistema. Todos estes fatores, por sua vez, são controlados pelo ambiente geotectônico.

Os magmas básicos e ultrabásicos, gerados por processos de fusão no manto superior, podem sofrer segregação de sua região de origem e podem ser submetidos a uma série de complexos processos de fracionamento, mistura e contaminação durante o transporte e posicionamento. A evolução dos magmas também constitui um processo importante na produção da diversidade de rochas ígneas atualmente expostas na superfície da Terra (Wilson, 1989).

Contudo, o grande volume e variedade de rochas graníticas que compõem a crosta continental exigem outros processos para explicar suas fontes. Assim, uma interação entre processos crustais e mantélicos parece mais razoável para a explicação destas associações. Pode-se considerar, por exemplo, que mesmo nas regiões onde não se tem o registro de magma básico associado aos magmas graníticos, o manto pode ter contribuído como fonte termal para a formação dos mesmos.

A forte similaridade do magmatismo pós-colisional com o de arcos magmáticos evoluídos decorre do fato de ambos serem produzidos predominantemente a partir de fontes mantélicas afetadas por contaminação crustal, seja por subducção prévia de crosta continental, seja por outros mecanismos, como assimilação de parte da crosta continental ou pelo aporte de fluidos advindos da crosta. Os trabalhos de Bonin *et al.* (1998) e Kay & Mahlburg-Kay (1991), consideram a composição da crosta continental como resultante da interação entre crosta e manto. A crosta inferior, em margens convergentes do tipo

continente-oceano e continente-continente, constitui o local mais provável para a ocorrência de orogênese compressional e conseqüente espessamento crustal, seguido de delaminação. Segundo os estudos de Kay & Mahlburg-Kay (1991), a delaminação da crosta espessada é o principal processo de renovação da crosta, por meio da geração de crosta andesítica. Os magmas de derivação exclusivamente crustal, acompanhados por basaltos derivados do manto, também estão associados com soerguimento e extensão crustal devido ao afinamento do manto litosférico subjacente.

A diferenciação de magmas de composição básica a intermediária também é considerada um processo de geração de magmas graníticos, seja pelo fracionamento ou segregação mineral, seja por processos de mistura de magmas e/ou assimilação crustal. Intrusões de nível raso ou erupções vulcânicas podem ter camadas composicionalmente diferenciadas, em câmaras magmáticas estratificadas, mostrando alternância de pulsos de composição ora toleítica, ora calcialcalina. Variáveis graus de fusão parcial associados ao fracionamento de líquidos na área fonte podem também produzir rochas comagmáticas de diferentes composições. Outros modelos incluem fusão parcial de diferentes protólitos em área-fonte heterogênea e processos de mistura onde ocorre hibridização entre magmas crustais e mantélicos através de um mecanismo chamado de assimilação por cristalização fracionada – AFC, descrito por De Paolo (1981).

Estudos recentes têm demonstrado que, para uma investigação petrogenética mais precisa, faz-se necessária a consideração de modelos mais complexos de evolução dos magmas. Assim, o uso de elementos traço integrado a estudos do comportamento físico dos magmas tem mostrado resultados mais plausíveis que aqueles onde se consideram apenas processos isolados e não dinâmicos. Kerr *et al.* (1995) utilizam o comportamento dos elementos traços e isótopos para demonstrar que processos de assimilação de rochas encaixantes, bem como pequenas fusões associadas a processos de fracionamento mineral, são responsáveis pela geração de diferentes tipos de rochas ígneas. A contaminação dos magmas se dá através da assimilação de líquidos de composição ácida resultantes de fusão parcial da crosta inferior durante um processo de ascensão turbulenta (ATA) através de uma crosta fina, em uma câmara magmática pouco espessa, do tipo *sill*, conectada à fonte por diques. O modelo é melhor aplicado em câmaras magmáticas com alta razão superfície/volume. Isto permite que uma pequena quantidade de magma entre em contato

com as encaixantes, levando à fusão parcial de uma porção mais ácida e rica em voláteis, em um intervalo de tempo relativamente curto.

Um dos maiores problemas na construção de um modelo evolutivo para as rochas ígneas reside no fato de que não podemos saber se os magmas sofreram modificação de sua composição na fonte ou durante a ascensão, ou mesmo durante o posicionamento. Os mecanismos de hibridização podem ocorrer em diferentes estágios da geração e evolução magmática até o posicionamento final. Segundo Chen *et al.* (2002), a interação entre líquidos derivados do manto e da crosta, envolvendo mistura em graus variáveis, é o mecanismo capaz de produzir grandes corpos de magma híbrido em profundidade. Evidências dessa relação de coexistência entre magmas básicos e ácidos podem ser obtidas por meio da associação de enclaves microgranulares e diques máficos sinplutônicos com os granitóides.

Estudos desta natureza têm sido efetuados em diversos maciços graníticos referidos na literatura. No Complexo Quérigut, Maciço Central Francês, Roberts *et al.* (2000) efetuaram um estudo integrado de petrologia, litoquímica e geoquímica isotópica, demonstrando que o mesmo corresponde a uma associação de rochas máficas e félsicas interpretadas como produto da mistura heterogênea entre diferentes magmas de composição granítica que coexistiram com magmas básicos. No sul do Brasil, Bitencourt & Nardi (1993, 2000) admitem que o Cinturão Granítico Dom Feliciano representa uma associação de magmas básicos e principalmente graníticos, contemporâneos e vinculados geneticamente, produzida no período pós-colisional do Ciclo Brasileiro/Panafricano. No trabalho de Fernandez & Gasquet (1994) fica bem demonstrada a integração de dados estruturais e petrológicos na avaliação da evolução reológica de sistemas que envolvem mistura heterogênea de magmas.

O controle estrutural também é importante nos processos de geração, ascensão e posicionamento dos magmas graníticos. As falhas profundas, de escala litosférica, podem promover descompressão adiabática, dando início a processos de fusão parcial da litosfera que resultam na geração de magmas graníticos na região de origem. Subseqüentemente, controlam a ascensão e o posicionamento desses magmas.

O estudo das estruturas magmáticas geradas em uma determinada rocha é importante para o entendimento dos mecanismos de geração e evolução do magma que lhe deu origem. Estruturas magmáticas, como enclaves máficos microgranulares, *schlieren* máficos e

alinhamento dimensional de cristais, podem ser utilizadas no entendimento dos processos mecânicos e químicos que ocorreram durante a história de cristalização de uma rocha, definindo a dinâmica do fluxo magmático e do posicionamento do magma. Dado que as estruturas primárias geradas por fluxo de um sistema magmático indicam um ambiente dinâmico e permitem a correlação dos diferentes mecanismos ocorrentes em sua evolução, podem-se utilizar as mesmas para estabelecer uma cronologia reológica.

Assim, um estudo integrado de campo, com detalhamento estrutural, petrografia, geoquímica de elementos traços e isotópica pode colaborar para a construção de um modelo consistente de geração e evolução dos magmas.

## **2. Definição de magmatismo pós-colisional**

O período pós-colisional inclui complexos eventos geológicos como grandes movimentos horizontais ao longo de megazonas de cisalhamento, colisões subsidiárias ou mesmo subducção de pequenas placas oceânicas e geração de riftes, marcando o final de um ciclo orogênico. O magmatismo gerado é principalmente de caráter cálcio-alcálico alto-K, com rochas shoshoníticas e granitóides peraluminosos e alcalinos a peralcalinos subordinados (Liégeois, 1998; Harris *et al.*, 1986).

O período pós-colisional é então definido como aquele que se segue a uma colisão maior concomitante ao desenvolvimento de metamorfismo regional de alta pressão. A principal característica deste período é a grande movimentação dos terrenos ao longo de megazonas de cisalhamento, com o soergimento de isothermas regionais, deprimidas devido à subducção de grandes placas oceânicas, gerando fontes quentes e imóveis por um período de subducção precedente, acompanhada por rápidas modificações da temperatura em níveis crustais e mantélicos. Todos esses eventos resultam de um processo colisional precedente, justificando o uso da expressão pós-colisional (Liégeois, 1998).

Harris *et al.* (1986) enfatiza ainda o amplo espectro de magmas gerados no ambiente pós-colisional, incluindo desde magmas com características de arco até magmas do tipo intraplaca.

A definição do período pós-colisional *sensu* Liégeois (1998) tem sido bem aceita e utilizada por vários autores no estudo das rochas ígneas neoproterozóicas do Rio Grande do

Sul e Santa Catarina (Bitencourt e Nardi, 2000, Wildner *et al.* 2002, Garavaglia *et al.* 2002, Sommer *et al.* 2005, Florisbal *et al.* 2005).

### **3. Comparação entre as associações litológicas de ambientes colisionais e pós-colisionais**

Segundo Harris *et al.* (1986) e Pearce (1996), os ambientes sincolisionais estão vinculados a processos de espessamento crustal, enquanto os pós-colisionais estão vinculados aos processos que atuam depois da colisão principal, com o subsequente colapso do cinturão orogênico, sendo controlados essencialmente por tectônica tangencial a transcorrente.

As rochas de ambientes sincolisionais apresentam padrões de elementos traço semelhantes aos de rochas calcialcalinas de ambientes de arco magmático continental. As características distintivas são seus conteúdos excepcionalmente altos de Rb e conteúdos muito baixos de Ce, Zr, Hf e Sm.

Um exemplo típico da evolução do magmatismo em ambiente colisional do tipo continente-continente é o platô no noroeste do Tibet, Cordilheira do Himalaia, interpretado por Miller *et al.* (1999) como produto da contínua colisão da Índia com a Ásia durante os últimos cinquenta milhões de anos. Este vulcanismo é bimodal, resultante da interação de fontes mantélicas e crustais, gerando-se desde magmas calcialcalinos potássicos até ultrapotássicos.

Os granitóides calcialcalinos do Cinturão Herciniano, como o Maciço de Vivero, estudado por Gálan *et al.* (1996), são contemporâneos com rochas máficas e ultramáficas. As rochas ultramáficas incluem peridotitos, piroxenitos e hornblenditos de textura cumulática. Neste maciço, olivina e diopsídio são interpretados como resultantes da cristalização fracionada *in situ* de magmas basálticos contaminados, enquanto anfibólio e biotita constituem a fases pós-cumulus. O mecanismo de cristalização fracionada *in situ* tem um importante papel na gênese das rochas máficas e ultramáficas, pois evidencia a contribuição de magmas basálticos derivados diretamente do manto (Gálan *et al.*, 1996). As rochas graníticas variam de anfibólio-biotita tonalitos, passando a biotita granodioritos e monzogranitos. As rochas máficas e ultramáficas associadas com os granitóides calcialcalinos são uma evidência direta do envolvimento de magmas derivados do manto na gênese desses granitóides, durante ou logo após a colisão Herciniana. Os magmas básicos

foram posicionados quase simultaneamente com os granitóides, e foram contaminados, durante sua ascensão, por componentes crustais. A contaminação do magma básico por esses processos ocorre em níveis crustais profundos, produzindo tonalitos híbridos com enclaves máficos. A associação de Vivero é um bom exemplo da hibridização de magmas de origem mantélica e crustal que se dá através da atuação de diversos mecanismos, como assimilação das encaixantes, contaminação por fluidos ricos em água, cristalização fracionada e mistura de magmas. Estes mecanismos ocorrem em diferentes níveis crustais, sendo muitas vezes contemporâneos.

Em ambientes pós-colisionais, o magmatismo mais abundante é calcialcalino alto-K, que geralmente evolui para composições shoshoníticas ou alcalinas-peralcalinas nos estágios finais da orogênese. A ligação com o magmatismo alcalino subsequente é entendida como uma evolução normal das fontes calcialcalinas (Liégeois 1998).

Depois da colisão principal, a qual é marcada por intenso metamorfismo regional, grande volume de granitóides calcialcalinos alto-K são posicionados, em geral formando batólitos. O magmatismo calcialcalino alto-K de ambientes pós-colisionais também abrange a geração de vulcanismo e plutonismo alcalino-peralcalino associado às rochas shoshoníticas.

A comum associação de rochas máficas e félsicas é também exemplificada pelo Escudo Tuareg, estudado por Hadj-Kaddour *et al.* (1998). As rochas do Escudo Tuareg foram geradas durante o Ciclo Panafricano (750-550Ma) e, na sua grande maioria, constituem uma associação de granitóides pós-colisionais de afinidade calcialcalina alto-K. O início da colisão é datado em 750Ma, e o período pós-colisional é marcado por movimentos relativos de blocos em terrenos já relativamente amalgamados. Essa movimentação foi produto de uma ou mais subducções, que repercutiram nos terrenos já transformados por um período de subducção prévio, seguido por colisão, o que modificou a composição e reologia da crosta e do manto litosférico (Hadj-Kaddour *et al.* 1998).

O magmatismo calcialcalino alto-K a shoshonítico do Escudo Tuareg é enriquecido em K, Rb, Th, U e Ta, e é considerado juvenil, podendo corresponder a termos diferenciados de uma outra crosta juvenil primeiramente gerada, composta por andesitos alto-K.

Tanto em ambientes colisionais quanto nos pós-colisionais, o principal ponto é que a geração de magmas calcialcalinos alto-K necessita da existência de uma fase de subducção

prévia, que teria levado à modificação da fonte. Além disso, uma série de condições geotectônicas favoráveis para a fusão desta fonte magmática e para o posicionamento de grande quantidade de granitóides tem que existir. Esta é provavelmente, a razão pela qual o magmatismo granítico calcialcalino alto-K é tão abundante nos períodos sin- e pós-colisional.

O Complexo Quérigut constitui outro exemplo de magmatismo calcialcalino gerada em ambiente pós-colisional, no Período Variscano (Permo-Triássico) (Roberts *et al.*, 2000). Este Complexo representa uma associação de rochas máficas e félsicas, em que a parte félsica é representada por diversos tipos de granitóides que contêm grande quantidade de enclaves microgranulares interpretados como produtos de *co-mingling* entre magmas graníticos e dioríticos coexistentes. As rochas máficas compreendem hornblenditos e olivina hornblenditos, hornblenda gabros e dioritos, constituindo uma associação ultramáfica a intermediária de origem cumulática. A geoquímica dos elementos maiores e traços indica a existência de dois *trends* petrogenéticos principais: um *trend* máfico, dado pelo decréscimo de MgO e aumento de Na<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, Sr, Zr e Ba com o aumento de SiO<sub>2</sub>, e um *trend* félsico, em que Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, Zr e Sr decrescem com o aumento de SiO<sub>2</sub>. A definição desses dois *trends* é sustentada pela presença de *gaps* composicionais entre as séries máficas e félsicas, provavelmente resultantes da segregação de cristais do magma ácido e formação de cumulos dioríticos. A associação comum de unidades granodioríticas-tonalíticas com rochas máficas e intermediárias, formando grandes volumes de magma, com abundância de enclaves máficos microgranulares, sugere que os magmas de composição contrastante se posicionaram simultaneamente. Os magmas básicos evoluíram através de processos de acumulação e segregação mineral, dando origem aos diferentes tipos de rochas máficas e ultramáficas.

As rochas básicas compreendem testemunhos de fusão do manto, tornando improvável a vinculação do magmatismo pós-colisional apenas com processos de retrabalhamento crustal. Portanto, o estudo da evolução deste magmatismo contribui diretamente para o conhecimento da evolução do manto em ambiente pós-colisional. As rochas básicas podem ser geradas através da fusão do manto superior em ambiente intraplaca, que pode ser ocasionada pelo relaxamento termal após o fechamento do arco, atingindo a crosta através de condutos gerados pelas zonas de cisalhamento translitosféricas; já os granitos, podem

resultar da fusão da crosta inferior ou do relaxamento térmico posterior à colisão, ou da fusão do manto superior, em ambiente intraplaca ou do arco magmático, devido à decompressão adiabática que acompanha o soergimento pós-colisional (Harris *et al.*, 1986).

A afinidade geoquímica das rochas pós-colisionais depende da geometria do evento colisional e das composições da crosta e do manto de onde foram derivadas. Portanto, essas rochas podem ser geradas pela mistura variável de magmas derivados tanto da crosta quanto do manto (Pearce *et al.*, 1984).

#### **4. Magmatismo Pós-colisional no sul do Brasil**

No sul do Brasil, grande parte das rochas ígneas que compõem o escudo são relacionadas ao Ciclo Brasileiro/Panafricano, sendo intrusivas em um embasamento metamórfico Paleoproterozóico (Hartmann *et al.* 1994). Muitos dos granitóides gerados neste Ciclo têm sua gênese relacionada a eventos tectônicos que envolvem subducção de crosta oceânica (*ca.* 800 a 700 Ma) e eventos colisionais entre continentes e arcos magmáticos (*ca.* 700 a 500 Ma) (Bitencourt e Nardi, 2000).

O período pós-colisional na porção leste do sul do Brasil, representado pelo Batólito Pelotas, no Rio Grande do Sul (Philipp *et al.*, 2002) e pelo Batólito Florianópolis em Santa Catarina (Silva *et al.* 1999), é marcado pelo magmatismo genética e temporalmente vinculado ao Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb). Este magmatismo abrange granitóides calcialcalinos alto-K e leucogranitos peraluminosos, precoces em relação à tectônica transcorrente, que evoluem para granitóides de afinidade shoshonítica e, eventualmente, alcalinos metaluminosos de caráter tardi- a pós-transcorrente. Com exceção do magmatismo leucocrático peraluminoso, os granitóides de ambos os batólitos têm magmatismo básico sincrônico, representado por enclaves máficos microgranulares, diques sinplutônicos e componentes máficos em sistemas de *co-mingling*. Dentre estes componentes máficos foram identificados basaltos moderadamente alcalinos de afinidade toleítica continental (Bitencourt e Nardi, 2000, Florisbal *et al.* 2005).

#### **5. Suíte Paulo Lopes como magmatismo pós-colisional precoce**

As relações de contemporaneidade entre magmas básicos e graníticos não têm sido estudadas com um enfoque petrológico nos modelos tectônicos elaborados para os terrenos

pré-cambrianos do Sul do Brasil. Embora a relação espaço-tempo entre a gênese dos granitóides e o ambiente geotectônico tenha sido reconhecida por vários autores nas últimas décadas, poucos sugerem uma conexão direta entre os dois fenômenos como uma relação de causa-efeito (Bitencourt e Nardi, 2000).

As rochas que compõem a SPL são correlacionáveis estrutural e composicionalmente ao magmatismo pós-colisional precoce. Dado que a mesma é uma associação de granitóides sintranscorrentes com rochas máficas sincrônicas, a denominação composicional da Suíte como toleítica continental é apresentada como uma proposta de caracterização de associações de rochas embasando a identificação dos granitóides com as séries magmáticas e associações petroecônicas. As relações de campo, petrológicas e estruturais, bem como os dados geocronológicos, indicam que este magmatismo faz parte dos eventos pós-colisionais do Ciclo Brasileiro/Panafricano, assinalando importante acreção vertical durante este período no sul do Brasil.

O período pós-colisional neoproterozóico do sul do Brasil adquire importância devido ao magmatismo toleítico continental enriquecido em potássio, que parece dominar seus estágios iniciais, ao menos em algumas regiões (Bitencourt & Nardi, 2000). Por outro lado, de acordo com estes autores, a ocorrência de magmas máficos sincrônicos ao magmatismo granítico caracteriza a importante participação de fontes mantélicas na gênese deste tipo de associação, em oposição aos modelos baseados principalmente na derivação crustal dos magmas graníticos.

As rochas básicas são bons indicadores de ambientes geotectônicos. Além disto, o fato de as rochas básicas terem uma história petrogenética mais simples permite sua utilização como balizador da fonte de associações co-magmáticas às quais estão vinculadas. Por outro lado, deve-se levar em conta as dificuldades de interpretação petrológica relativas à atuação de processos como acumulação e segregação de cristais, contaminações de escala variável por crosta continental, diferentes taxas de fusão da fonte, processos de mistura de magmas e contaminação da fonte por subducção prévia.

A cogeneticidade de rochas básicas e graníticas representa um problema em todas as classificações tectônicas e geoquímicas, dado que essas associações não são explicadas em termos de um modelo simples, envolvendo mistura de fontes mantélicas com fontes crustais em diferentes graus de interação. Isto dificulta o estabelecimento de um padrão evolutivo

simples, sendo necessário o estudo de cada associação como única, com seus processos e dinâmica definidos.

A presença de rochas máficas contemporâneas aos granitóides precoces do estágio pós-colisional do Ciclo Brasileiro/Panafricano assinala a participação efetiva do manto na geração dos magmas neste período. O fato de estas rochas serem de afinidade toleítica, com teores moderados a altos de K, permite denominar os granitóides associados como toleíticos alto-K.

A Suíte Paulo Lopes é uma associação de rochas toleíticas alto-K cogenéticas, o que destaca a importância do estudo e da denominação dos granitóides como parte de associações litológicas, dando destaque às rochas contemporâneas associadas aos mesmos, sejam estas associações magmáticas ou metamórfico-magmáticas.

O período pós-colisional na região estudada é caracterizado por acreção vertical por meio da geração de material juvenil, além de retrabalhamento da crosta. Estudos como o de Florisbal *et al.* (2005), bem como os apresentados nesta dissertação, indicam que, ao menos em algumas regiões do sul do Brasil, o magmatismo pós-colisional precoce possui afinidade toleítica alto-K, e não calcialcalina, como é geralmente referido.

### **CAPÍTULO III**

### **METODOLOGIA**

Tendo em vista a carência de dados da área de estudo, a metodologia adotada abrangeu estudos em diversas escalas de trabalho. Foram utilizadas diferentes ferramentas para geração de dados, que permitiram a interpretação da área através de uma abordagem petrológica integrada. Resultados de trabalhos de campo e laboratoriais integram o desenvolvimento dessa dissertação.

#### **1. Trabalho de Campo**

O trabalho de campo consistiu, primeiramente, de uma abordagem regional, com o intuito de promover o reconhecimento geral da área de estudo, partindo para mapeamento de detalhe (1:10 000) na região costeira compreendida entre as praias de Garopaba e do Silveira, bem como reconhecimento regional das ocorrências mais a oeste da SPL.

Os dados de campo consistem da descrição dos afloramentos, enfocando as litologias, suas relações de contato e estruturas, com a coleta de amostras para caracterização geoquímica e isotópica dessas rochas. Estes dados foram adquiridos em duas etapas, ambas realizadas em 2003, a primeira em julho (05 dias) e a segunda em dezembro (03 dias). Foram realizadas seções de aproximadamente 2 km de extensão ao longo da costa, de noroeste (Garopaba) para sudeste (Silveira).

Foram descritos 20 afloramentos, onde foram coletadas 35 amostras para estudos petrográficos e de química mineral e 18 amostras para análise química de rocha.

#### **2. Petrografia e Contagem Modal**

A petrografia e a contagem modal de pontos foram técnicas utilizadas na realização desse trabalho para identificação e quantificação das principais fases minerais. Foram contados 1000 pontos por lâmina, em média. Nas rochas de textura muito fina, ou de difícil

identificação dos minerais, foram realizadas estimativas modais visuais. A classificação petrográfica das rochas foi expressa pelo volume percentual de suas fases modais e as rochas foram nomeadas de acordo com Streckeisen (1976) e Le Maitre *et al.* (1989).

A partir do estudo das características óticas dos constituintes da rocha, foram determinados os minerais, suas relações de contato, texturas, microestruturas, ordem de cristalização e outros, o que contribuiu para a caracterização petrogenética.

Para estes estudos, foram selecionadas 37 amostras, sendo 20 das rochas básicas com relações de mútua intrusão com os granitóides, 14 dos granitóides Garopaba e Paulo Lopes e 03 de diques básicos tardios. As lâminas delgadas foram estudadas em microscópio de luz transmitida *Olympus*.

### **3. Litoquímica**

Os estudos geoquímicos foram realizados a fim de classificar as rochas em relação às séries magmáticas e investigar sua gênese através do estudo do comportamento dos elementos traços e terras raras.

Para realização destes estudos, as amostras foram preparadas no Anexo do Laboratório de Geologia Isotópica do IG/UFRGS, envolvendo as seguintes etapas: (i) lavagem das amostras, (ii) moagem das amostras em prensa hidráulica, (iii) moagem das amostras em moinho de bolas, (iv) redução da granulometria das amostras em gral de ágata até a obtenção da fração pó, (v) pesagem de 10 g de amostra em balança analítica com quatro casas decimais de precisão, (vi) acondicionamento e envio das amostras para análise por ICP-MS para elementos traço e fluorescência de raios-X para elementos maiores, no *Activation Laboratories, Canadá*.

O método de análise por espectrometria de plasma foi escolhido por apresentar excelentes resultados no que tange aos elementos terras raras, indispensáveis na caracterização petrológica.

Neste método, a amostra é nebulizada e injetada no centro de um plasma de argônio, mantido pela interação de um campo de radiofrequência que ioniza o gás argônio. A amostra então ionizada é direcionada para o interior de um espectrômetro de massa quadrupolo. Atinge normalmente temperaturas da ordem de 10.000 K, o que permite uma completa atomização dos elementos, minimizando desta maneira os efeitos de interferência

química. O espectro emitido é constituído principalmente de linhas de átomos ionizados, resultando daí os limites de detecção mais baixos que os de outros métodos de análise.

Para a comparação com as rochas básicas da Formação Serra Geral foi montado um banco de dados com base na bibliografia. Estes dados, bem como os dados inéditos obtidos neste trabalho, foram processados com o *software* Minpet 2.0 e interpretados.

#### **4. Análise Química Mineral**

Os estudos de química mineral foram realizados com intuito de refinar o reconhecimento de algumas fases minerais das rochas básicas da SPL. Para realização dos mesmos, foram realizados previamente estudos petrográficos e de contagem modal. As seções de análise foram anteriormente preparadas, com a seleção e documentação através de fotomicrografia dos campos a serem analisados.

Assim, foram realizadas duas sessões de análise de química mineral no Laboratório de Microsonda Eletrônica CPGq do IG/ UFRGS, em aparelho CAMECA SX 50. As condições de operação utilizadas foram de 15 kV para o potencial de aceleração, 10 nA de corrente e 5 µm para o diâmetro do feixe de elétrons.

Os dados obtidos, foram tratados com o software Minpet 2.0 e interpretados. A classificação dos piroxênios e anfibólios segue a nomenclatura de Morimoto (1988) e Leake *et al.* (1997), respectivamente. Os dados de microsonda eletrônica também permitiram a identificação de minerais de difícil caracterização óptica, como badeleíta e magnetita.

#### **5. Geoquímica Isotópica**

O estudo das razões isotópicas foi utilizado para o detalhamento da investigação da gênese das rochas da SPL, na busca de uma melhor compreensão de suas fontes, bem como da relação desenvolvida entre as fontes crustais e mantélicas no desenvolvimento do magmatismo pós-colisional precoce da região estudada. Os sistemas Rb-Sr, Sm-Nd e Pb-Pb foram utilizados para obtenção das razões iniciais dos magmas. Dado que um estudo de geoquímica isotópica é bastante complexo e envolve muitas etapas, será aqui descrita a metodologia adotada neste trabalho desde a coleta das amostras em campo até a obtenção dos dados finais utilizados nas interpretações.

### **5.1. Coleta das Amostras**

As amostras foram coletadas em zonas com menor grau de alteração e fora de zonas onde pudesse haver efeitos de deformação, metamorfismo ou hidrotermalismo, ou mesmo a presença de veios. Apesar de todos os cuidados, foi observado um pequeno grau de alteração em algumas das amostras, sobretudo nos minerais máficos dos granitos.

### **5.2. Preparação das amostras**

Após a análise petrográfica para a seleção das amostras, estas foram fragmentadas com a utilização da prensa hidráulica e pulverizadas até atingirem a fração argila.

A quantidade de amostra requerida para os estudos das metodologias utilizadas neste trabalho, em rocha total, é em geral muito pequena (10 g), mas o preparo das amostras foi realizado com amostras no mínimo dez vezes maior que o tamanho do maior cristal da rocha, o que garante que a análise seja representativa.

### **5.3. Método de Diluição Isotópica**

Para a realização da diluição isotópica, faz-se necessária uma preparação prévia, que inclui pesagem e adição de *spikes* (traçadores químicos), digestão e separação dos elementos por cromatografia. O procedimento a seguir inclui: (i) dissolução de uma porção da amostra a ser analisada em solvente apropriado, (ii) diluição de um traçador adequado para a amostra, (iii) homogeneização da mistura do traçador com a amostra, (iv) extração química dos elementos a serem analisados, (v) determinação das razões isotópicas do elemento em estudo por espectrometria de massa (Kawashita & Torquato, 1991).

### **5.4. Pesagem e adição de *spikes* (traçadores)**

O método de adição de *spikes* é conhecido como “spikagem”. O processo é iniciado com a utilização do programa Isoplot Ex.®, onde são calculadas as quantidades e testado o tipo de *spike* a ser utilizado para cada amostra. Isto é calculado a partir de seus conteúdos de Rb, Sr, Sm e Nd. No caso das amostras deste trabalho, foram utilizados os spikes RS-4 e RS-5 (para Rb-Sr) e RS-1 (para Sm-Nd), que consistem em sais de elementos de alta pureza e com concentrações de isótopos bem definidas.

Para que se estabeleça uma relação adequada entre os *spikes* e as amostra, ou seja, para que a quantidade do isótopo natural não seja muito pequena nem muito grande em relação à quantidade de traçador adicionada, deve-se conhecer a concentração do elemento na amostra, neste caso, os teores de Rb, Sr, Sm e Nd. Sabendo-se esses teores, e conhecidas as

razões dos isótopos naturais dentro de cada elemento, pode-se mensurar a quantidade de traçador de um determinado isótopo que deverá ser adicionada à amostra. As concentrações dos elementos na amostra foram obtidos através dos dados de litoquímica, que foram processados em uma planilha Microsoft Excel 2000 desenvolvidas pelo Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências UFRGS.

Através da adição das quantidades de *spike* calculadas em quantidades conhecidas de amostra, pode-se obter a homogeneização do sistema. Essa homogeneização permite a obtenção de uma mistura com determinada relação que possibilitará o cálculo das quantidades isotópicas da amostra por simples regra de três, pois são sistemas bi-isotópicos.

Os dois traçadores utilizados neste trabalho são traçadores combinados, preparados a partir de soluções padrões e calibradas no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Após a escolha dos *spikes* mais adequados, bem como as quantidades a serem adicionados na amostra, estas foram pesadas em balança analítica, com precisão de cinco casas decimais.

O procedimento de pesagem consistiu em: (i) pesagem do recipiente de dissolução de amostra (Savilex) previamente limpo; (ii) pesagem do papel de pesagem; (iii) adição da quantidade de amostra estimada como ideal em papel de pesagem e pesagem do material (papel + amostra); (iv) inserção da amostra no recipiente de dissolução e pesagem do conjunto (recipiente + amostra); (v) adição dos *spikes* combinados (Rb-Sr e Sm-Nd) em etapas, com pesagem dos dois estágios.

### **5.5. Digestão da amostra**

O processo de digestão das amostras foi realizado através da metodologia que utiliza recipientes de teflon savilex.

A abertura das amostras com uso de savilex é o método que permite a abertura mais completa, embora o tempo de abertura seja maior em relação ao de outros métodos. O procedimento compreende cinco etapas:

(i) Adição de 4 mL de HF concentrado + 1 mL de HNO<sub>3</sub> 7N. A amostra em savilex foi disposta aberta em chapa quente (entre 1500 e 3000°C) durante aproximadamente 24 horas, ou até a evaporação completa do ácido.

(ii) Adição de 6 mL de HF concentrado + 1 mL de HNO<sub>3</sub> 7N no resíduo da etapa anterior. O recipiente foi novamente fechado e disposto em chapa quente pelo período de 3 dias. Após este período, o recipiente foi novamente aberto e deixado em chapa quente até a evaporação de todo o conteúdo.

(iii) Adição de 7 mL de HCl 6N no resíduo. O recipiente foi fechado e disposto em chapa quente pelo período de 3 dias. Após esse período foi reaberto e deixado em chapa quente até a evaporação completa do conteúdo.

(iv) Adição de 2,5 mL de HCl 2,5N com pipeta volumétrica no resíduo e homogeneização da solução.

(v) Quando completa a abertura, transferem-se 3 mL da solução para um tubo de ensaio limpo e centrifuga-se por 10 a 15 minutos em velocidade intermediária.

### **5.6. Separação dos Elementos por Cromatografia**

Após a abertura completa das amostras, o material resultante corresponde a uma quantidade de amostra pesada e dissolvida em 3 mL de HCl 2,5N. Para que se possa analisar as razões isotópicas no espectrômetro de massa com precisão, é necessário que se separem os elementos individualmente. Segundo Dickin (1995), este procedimento eliminará interferências entre íons com massas iguais, presença de elementos traço em elementos maiores e problemas como deficiência de ionização. Esta separação é feita através de colunas cromatográficas, onde ocorre a lixiviação dos elementos desnecessários à análise, utilizando-se ácidos em diferentes concentrações.

A separação dos elementos para a metodologia Rb-Sr consiste na individualização do Rb, do Sr e dos elementos terras raras. Abaixo, é descrita a metodologia de separação do Rb, Sr e ETR.

Para controle da qualidade das análises, são realizadas análises teste denominadas "branco". Em termos sistemáticos, para cada 10 a 20 amostras tem-se um branco na passagem de coluna. Os brancos medidos estão na ordem de Sr < 150 pg, (rocha total e mineral). O controle dos padrões internos: para cada 20 análises coloca-se um padrão, visto que o tambor do VG Sector 54 tem 20 posições. A média dos padrões NBS 987 está em torno de 0. 71026 (Sr), cujos erros em termos gerais são menores que 20 (1 sigma).

### 5.6.1. Separação do Rb, Sr e ETR

Este processo é realizado em colunas de separação cromatográfica com capacidades de 30 mL e resina catiônica AGX-8 (200-400 mesh). Para a realização dessa etapa são seguidos os passos:

(i) Condicionamento da resina na coluna através da adição de 20 mL de HCl 2,5N.

(ii) Após a passagem da solução por todo o perímetro da coluna, adição de 1 mL de solução da amostra em HCl 2,5N, obtidos na etapa de digestão, na coluna.

(iii) Após a introdução da amostra e sua completa distribuição pela resina, procede-se a sua lavagem. Este procedimento consiste na adição de 1 mL de HCl 2,5N por três vezes, e, por fim, adição de 17 mL de HCl 2,5N.

Até essa etapa, todos os eluídos do processo são desprezados.

(iv) Após a passagem de todo o material pela coluna, é iniciado o procedimento de coleta de Rb. Para isso, são coletados 4 mL de HCl 2,5 N em Savilex, a seguir, adiciona-se duas gotas de HNO<sub>3</sub> 7N em savilex e evapora-se todo o conteúdo em chapa quente.

(v) Feita a coleta de Rb, adiciona-se 14 mL de HCl 2,5N na coluna e desprezam-se os eluídos.

(vi) Para a coleta de Sr, adicionam-se 14 mL de HCl 2,5N e coleta-se o material em savilex. Adicionam-se duas gotas de HNO<sub>3</sub> 7N ao material coletado e deixa-se secar em chapa quente.

(vii) Feita a coleta de Sr, adicionam-se 7mL de HCl 6N na coluna e desprezam-se os eluídos.

(viii) A coleta de ETR é feita através da adição de 15 mL de HCL 6N na coluna e coleta em savilex. Adicionam-se duas gotas de HNO<sub>3</sub> 7N e deixa-se secar em chapa quente.

### 5.6.2. Separação de Sm e Nd

Para a coleta de Sm e Nd são utilizadas outras colunas cromatográficas preenchidas com resinas catiônicas Politeflon HDEHP, LN 100- 150 mesh. Neste procedimento o analista deve redobrar a atenção devido às quantidades extremamente pequenas destes elementos e necessidades de precisão nas determinações isotópicas (altamente susceptíveis à contaminação). O procedimento utilizado é escrito abaixo:

(i) Limpeza da coluna através da adição de 10 mL de HCl 6N.

(ii) Condicionamento da resina através de duas adições de 2 mL de HCl 0,18 N.

(iii) Adição de 0,2 mL de HCl 0,18N no Savilex que contém os resíduos de ETR, homogeneização e adição deste conteúdo de solução na coluna.

(iv) Lavagem da amostra através da adição de três vezes de 0,2 mL de HCl 0,18N e posterior adição de 8 mL de HCl 0,18N.

Desprezar todos os eluídos até o momento.

(i) Coleta de Nd em savilex através da dição de 9 mL de HCl 0,18 N, posterior adição de 2 gotas de HNO<sub>3</sub> 7N na solução coletada e secagem em chapa quente.

(ii) Após esta coleta, adiciona-se 2 mL de HCl 0,5 N na coluna e despreza-se os eluídos.

(iii) Para a coleta do Sm em savilex é necessária a adição de 4 mL de HCl 0,5 N na coluna, posterior adição de 2 gotas de HNO<sub>3</sub> 7N na solução e secagem em chapa quente.

## **6. Procedimento de separação química para análises Pb/Pb**

O processo de digestão das amostras foi realizado através da metodologia que utiliza colunas Biorad não modificadas. O procedimento compreende as seguintes etapas:

(i) Adicionar 1 mL de HBr 0.6N nas amostras e deixar na chapa quente por 1 minuto.

(ii) Condicionamento da Resina (desprezar)

(iii) Adicionar 0.2 mL de resina nas colunas

(iv) Lavar a resina com 2.0 mL de HCl 6N

(v) Lavar a resina com 2.0 mL de H<sub>2</sub>O Milli-Q

(vi) Condicionar a resina com 1.0 mL de HBr 0.6N

Em amostras com traçador, coletar frações eluídas a partir deste ponto para posterior purificação do Urânio

### **6.1. Adição da Amostra**

(i) Adicionar 1 mL na coluna de amostra diluída em HBr (item 2.1)

Limpar béquer de Pb: enxaguar com H<sub>2</sub>O Milli-Q, adicionar 5 gotas de HCl 6N + 2 gotas de HNO<sub>3</sub> 7N, tampar, colocar na chapa quente por 10 minutos. Enxaguar com H<sub>2</sub>O Milli-Q e secar.

(i) Lavagem da amostra (desprezar)

(ii) Adicionar 2 mL de HBr 0.6N

(iii) Adicionar 2 mL de HBr 0.6N

(iv) Adicionar 2 mL de HBr 0.6N

(v) Adicionar 2 mL de HBr 0.6N

## 6.2. Coleta de Pb

- (i) Coletar 1.0 mL de HCl 6N em Savilex de 7 mL
- (ii) Coletar 1.0 mL de HCl 6N no mesmo Savilex de 7 mL anterior
- (iii) Adicionar 1 gota de H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> 0.25N. Secar na chapa quente

## 6.3. Limpeza da coluna

- (i) Encher a coluna com H<sub>2</sub>O Milli-Q, agitar e desprezar (inclusive a resina)
- (ii) Encher a coluna com H<sub>2</sub>O Milli-Q, agitar e desprezar (inclusive a resina)
- (iii) Encher a coluna com H<sub>2</sub>O Milli-Q, agitar e desprezar (inclusive a resina)

## 6.4. Limpeza da coluna sem a resina (desprezar)

- (i) Adicionar H<sub>2</sub>O Milli-Q nas colunas até o topo do reservatório
- (ii) Adicionar HCl (6N) nas colunas até o topo do reservatório

Caso a coluna seja utilizada para uma nova amostra: Adicionar 1 mL de HBr 0.6N nas amostras e deixar na chapa quente por 1 minuto.

Caso a coluna não seja mais utilizada: Colocar a coluna em repouso dentro do tubo de ensaio com HCl 6 N

## 7. Espectrometria de Massa

Os dados apresentados nesse trabalho foram obtidos em Espectrômetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS- Thermal Ionization Mass Spectrometry) VG Sector 54., com nove coletores, do Laboratório de Geologia Isotópica – LGI, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. O modo de análise utilizado é o multidinâmico (Multi Dynamic Mode). Este método foi utilizado para as análises de Sm, Nd e Sr. Os dados de Rb e Pb foram feitos por ICP-MS. As condições operacionais de fluxo de argônio no ICP são: refrigeração: (i) principal:15L/min e (ii) auxiliar: 0,7L/min; gás de arraste (*Sample gas*): 0,9L/min.

No espectrômetro, os elementos separados nas colunas cromatográficas foram depositados em filamentos de Ta para as análises isotópicas, dispostos em torretes e inseridos no espectrômetro de massa. O sistema utilizado é o de filamento simples. As amostras foram então ionizadas por meio térmico e aceleradas por inserção de uma diferença de potencial, resultando em um feixe de íons posteriormente colimado. Os isótopos, ao atravessarem um campo magnético, são desviados de sua trajetória devido às diferenças de massa. Este desvio ocorre de forma proporcional à massa de cada isótopo e

permite então que se estabeleçam relações entre concentrações de massas existentes. Conseqüentemente, os feixes de isótopos de diferentes massas são desviados e criam trajetórias individuais até serem coletados e contados por um contador do tipo Faraday.

## **8. Cálculos de Regressão**

Ao se ionizar uma amostra por aquecimento, os isótopos mais leves evaporam de forma mais rápida que os pesados. Assim, as razões isotópicas variam em função do tempo de análise. Para corrigir este efeito, denominado de fracionamento isotópico, o espectrômetro de massa relaciona as análises dos isótopos analisados em função de razões constantes (fatores de normalização) na natureza e corrige essas análises através de correções em relação a funções lineares ou exponenciais. Do espectrômetro de massa, obtém-se uma série de determinações isotópicas normalizadas e corrigidas em função linear ou exponencial, seus respectivos erros e número de contagens. Os cálculos de regressão consistem na desnormalização destes resultados e execução de cálculos fundamentais para se obterem os resultados pretendidos. Esses cálculos incluem a determinação das razões isotópicas após a desnormalização, onde informações como concentração do traçador e quantidade de amostra são considerados. Os cálculos de regressão foram realizados em planilhas Microsoft Excel®, as quais contêm todos os parâmetros laboratoriais necessários.

## CAPÍTULO IV

### CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO

O setor meridional da Província Mantiqueira (PM), incluindo as áreas pré-cambrianas do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, e sua compartimentação conforme adotado por Chemale *et al.* (1995).

A região leste deste setor expõe um cinturão granítico de orientação NE-SW, com 800 km de comprimento e largura média de 150km, denominado Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul (Fragoso Cesar *et al.*, 1980) e Batólito Florianópolis em Santa Catarina (Silva, 1999). Este cinturão, gerado no Ciclo Brasileiro (650-500 Ma), é constituído por rochas graníticas precoces ou tardias em relação a eventos tectônicos abrangentes, de natureza tangencial ou transcorrente, com um volume menos expressivo de intrusões básicas, as quais freqüentemente apresentam uma vinculação temporal com o magmatismo ácido.

O magmatismo deste cinturão é interpretado por Bitencourt & Nardi (1993) como produzido em ambiente pós-colisional, controlado por zonas de cisalhamento de escala litosférica no final do Ciclo Brasileiro. Outros autores interpretam o cinturão como raiz de arco magmático (Fernandes *et al.*, 1992) ou como parte de orogênese ensialica (Basei, 1985), correlacionável ao Cinturão Ribeira (Silva, L.C., 1999).

O Escudo Catarinense situa-se no extremo nordeste do cinturão granítico, e suas litologias são seccionadas por duas zonas de cisalhamento de escala litosférica, denominadas Zona de Cisalhamento Itajaí (Silva, 1999) e Zona de Cisalhamento Major Gercino (Bitencourt *et al.*, 1989a), ambas constituintes do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (Bitencourt & Nardi 2000). Ambas estruturas têm direção NE e cinemática transcorrente dextral. Os terrenos graníticos a sul da Zona de Cisalhamento Major Gercino fazem parte do Batólito Florianópolis, e seu principal trend estrutural é NNE-SSW.

Na região de Garopaba-Paulo Lopes observa-se uma pequena ocorrência do embasamento gnaíssico paleoproterozóico, bem como diversos granitóides mais jovens, que representam o magmatismo tardio do Batólito Florianópolis. A porção leste desta

região compreende principalmente as litologias da Suíte Paulo Lopes, objeto do presente estudo.

Os granitóides foliados da região de Garopaba foram originalmente denominados granitóides Paulo Lopes por Zanini *et al.* (1997). O termo Suíte Intrusiva Paulo Lopes foi proposto por UFRGS (1999), abrangendo três subunidades, com relações de contemporaneidade e cogeneticidade: granitóides Paulo Lopes, granitóides Garopaba e diorito Silveira. A idade da suíte é balizada pela determinação U-Pb SHRIMP de  $626 \pm 8$  Ma obtida por Silva *et al.* (1997) nos granitóides Paulo Lopes e interpretada como sua idade de cristalização. As rochas máficas da Suíte foram estudadas posteriormente por Nardi *et al.* (2002) e redenominadas, em função de sua composição, como Gabro Silveira. Esta associação foi redefinida formalmente por Bitencourt *et al.* (2006) como Suíte Paulo Lopes, composta pelo Granito Paulo Lopes (GPL), Granitóides Garopaba (GG) e Gabro Silveira (GS).

O Granito Paulo Lopes ocorre em faixas estreitas e alongadas segundo a direção NNE-SSW, alternando-se com os Granitóides Garopaba. É constituído por sieno a monzogranitos foliados de textura porfirítica com matriz média a grossa, contendo titanita e alanita como acessórios principais. Texturas cumuláticas são reportadas neste granito por UFRGS (1999), seja na forma de acumulação de cristais precoces de feldspatos ou como *schlieren*, definindo estratificações modais. Enclaves microgranulares máficos são comuns, contidos principalmente nos termos mais diferenciados.

Os Granitóides Garopaba são definidos como hornblenda-biotita granodioritos a monzogranitos de textura porfirítica com matriz heterogranular, com megacristais de feldspato alcalino tipicamente ovóides, comumente manteados. De acordo com UFRGS (1999), a presença de clinopiroxênio é constatada em raras amostras. Ocelos de quartzo são comuns, bem como enclaves microgranulares e *schlieren* máficos. Fragmentos das porções cumuláticas do Granito Paulo Lopes são freqüentes nos Granitóides Garopaba. A foliação primária é pouco desenvolvida.

Na ocorrência de maior área, o Gabro Silveira forma corpos maciços e arredondados com até 1 Km de diâmetro no interior dos Granitóides Garopaba, onde variações composicionais até quartzo-dioritos são descritas por UFRGS (1999). Na localidade-tipo, o Gabro Silveira forma um corpo principal e diversos diques de orientação NNE.

Na localidade-tipo do Gabro Silveira, situada no costão entre as praias de Garopaba e Silveira, área em que foi feito o mapeamento geológico de detalhe, variadas estruturas evidenciam a contemporaneidade dos magmas ácidos e máficos. As relações de contemporaneidade entre os diversos membros da Suíte, conforme referido por UFRGS (1999), são atestadas por diversas estruturas de mesoescala.

As relações de mútua intrusão do Gabro Silveira com o Granito Paulo Lopes são representadas por apófises do primeiro no último, que por sua vez injeta a rocha básica nele intrusiva. Com os Granitóides Garopaba, existem relações diversas, ocorrendo desde contatos nítidos, denotados por fatias tectônicas dos granitóides intercaladas com o dique básico intrusivo nele até relações de coexistência de dois líquidos. O Gabro Silveira é a fase magmática mais jovem da Suíte, pois corta os contatos entre os granitóides que a compõem. A última fase de magmatismo ocorrente na região é representada por diques básicos intrusivos nas demais unidades da Suíte.

O Granito Paulo Lopes ocorre em uma faixa estreita paralela à linha de costa, intercalado com os Granitóides Garopaba. São predominantemente sienogranitos foliados, de textura porfirítica, com matriz média a grossa composta por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita. Os fenocristais são de feldspato potássico, com tamanho médio de 4 cm. Dois tipos de textura cumulática são constatadas no Granito Paulo Lopes: (i) textura cumulática definida por concentrações de cristais euédricos de feldspatos de 2 a 6 cm de comprimento, alinhados na estrutura de fluxo, com pouco material intercumulus e (ii) textura cumulática definida por estratificação modal, onde se alternam estratos mais ricos em biotita e anfibólio com estratos quartzo-feldspáticos. Fragmentos de dimensões centimétricas a métricas de ambas variedades cumuláticas ocorrem nas fases tardias do Granito Paulo Lopes.

O Granito Paulo Lopes possui foliação ígnea definida pelo alinhamento dimensional dos megacristais de feldspato e lamelas de biotita. Zonas de cisalhamento de direção NNE, com espessura centimétrica a métrica e diferentes concentrações da deformação também foram observadas, constituindo feições localizadas. Enclaves máficos microgranulares são comuns nessas rochas, com formas arredondadas ou angulosas, de dimensões centimétricas a métricas e textura fina a média. Uma abundância de injeções aplíticas e pegmatíticas é notável, sobretudo próximo aos contatos com o Gabro Silveira.

Os Granitóides Garopaba são predominantemente biotita monzogranitos de textura heterogranular a porfirítica, com raros termos granodioríticos. Os feldspatos são tipicamente ovóides, às vezes manteados, e formam os cristais maiores, com 0,5 a 2 cm de tamanho. A matriz é inequigranular fina a média, composta por quartzo, feldspatos e biotita. O quartzo é intersticial, incolor a enfumaçado. A foliação ígnea da rocha é pouco desenvolvida e não se observa foliação milonítica, embora alteração de alta temperatura, com venulações pervasivas preenchidas por quartzo e clorita, associadas a faixas onde se observam feições de deformação, como recristalização de quartzo, fraturamento de feldspatos e estiramento sejam observadas. Em relação ao Granito Paulo Lopes, há um aumento no teor de minerais máficos, com acumulações destes minerais ao redor dos cristais de dimensões maiores, além de relevante diminuição nos teores de quartzo.

Fragmentos de dimensões centimétricas a métricas, de contatos irregulares, das variedades cumuláticas do Granito Paulo Lopes ocorrem dentro dos Granitóides Garopaba. Próximo ao contato com o Gabro Silveira, são comuns enclaves máficos microgranulares, de formas ovaladas e contatos difusos, com concentrações de minerais máficos próximo às bordas. Alguns enclaves têm composição básica, com textura equigranular média a fina, e contêm xenocristais de feldspatos da rocha encaixante. O grau de interação destas rochas com o Gabro Silveira é maior que o observado com o Granito Paulo Lopes, e nestes locais é comum a ocorrência de vênulas e apófises dos primeiros no último.

Os contatos entre os Granitóides Garopaba e o Granito Paulo Lopes são predominantemente gradacionais, denotados pelo aumento no teor de minerais máficos e na forma ovóide dos feldspatos, associados a uma diminuição do tamanho de grão e um caráter menos diferenciado dos Granitóides Garopaba. Subordinadamente, os contatos são nítidos, destacando-se nos Granitóides Garopaba a ausência de foliação milonítica, presente no Granito Paulo Lopes.

O Gabro Silveira ocorre na forma de diques de espessura variável entre 20 e 40 m, na forma de um corpo principal de 70 m de espessura aflorante, de orientação NNE-SSW e, menos comumente, na forma de enclaves dentro dos granitóides Paulo Lopes e Garopaba. Predominam na área enclaves máficos microgranulares de composição básica a intermediária, com formas subarredondadas, textura fina e contatos difusos. Muitos enclaves mostram evidências de reação com o líquido granítico, como bordas crenuladas.

A composição destas rochas é essencialmente basáltica. As características texturais permitem identificar o predomínio de diabásios de texturas equigranular média a fina ou porfirítica. Em alguns diques, a região central do corpo apresenta textura grossa e, em raros casos, é possível notar intercalações de porções mais ricas em plagioclásio com outras mais ricas em máficos, mas não chegam a definir estratificações modais, nem texturas cumuláticas. As rochas do corpo principal possuem textura equigranular média a grossa, constituindo um gabro. Subordinadamente, ocorrem aglomerações de plagioclásio intercaladas com minerais máficos. Nas regiões de borda dos diques, a textura equigranular fina é comum, indicando o resfriamento do magma básico contra os magmas graníticos. Tanto o corpo principal quanto os diques localizados próximos às zonas de deformação apresentam feições, como maclas curvas dos cristais de plagioclásio e venulações pervasivas, preenchidas por clorita e quartzo.

Os contatos entre os granitóides e as rochas básicas são, predominantemente, interlobados, sugerindo interação entre magmas. Essa interação se dá de formas diversas entre o Gabro Silveira e os granitóides Garopaba e Paulo Lopes.

Os contatos dos diques básicos com o Granito Paulo Lopes são predominantemente retos, mas relações de contemporaneidade entre essas rochas são evidenciadas por injeções do Granito Paulo Lopes no Gabro Silveira e por porções de magma básico contidas no granito. As injeções do Granito Paulo Lopes no Gabro Silveira são predominantemente de líquidos mais diferenciados, mostrando uma relação temporal que sugere que o Granito Paulo Lopes era quase sólido (líquido+cristais) na época da intrusão do Gabro Silveira.

Os contatos do Gabro Silveira com os Granitóides Garopaba são predominantemente interlobados, raramente retos. As relações de contemporaneidade são mais evidentes que as desenvolvidas com o Granito Paulo Lopes, observando-se injeções tabulares dos granitóides, de espessura centimétrica e de grande extensão, no Gabro Silveira. Apófises e vênulas dos granitóides no Gabro Silveira, com contatos crenulados, bem como injeções do magma básico nos granitóides com contatos também irregulares, atestam a interação dos dois líquidos.

Diques básicos mais jovens, de orientação NE-SW, cortam as demais litologias da área. Têm extensão restrita e espessura da ordem de 20 a 40 cm, ocorrendo apenas em dois dos pontos estudados. São diabásios de textura muito fina, com bordas de resfriamento bem

desenvolvidas e disjunção colunar. Seus contatos com as demais litologias são retos, típicos de contatos de resfriamento de um líquido contra um sólido

## **CAPÍTULO V**

### **ARTIGO PESQUISAS**

**As rochas máficas da suíte pós-colisional Paulo Lopes: magmatismo básico e granítico cogenéticos de afinidade toleítica no sul do Brasil.**

**The mafic rocks of the post-collisional Paulo Lopes Suite: basic and granitic cogenetic magmatisms of tholeiitic affinity in southernmost Brazil.**

Luana Moreira Florisbal <sup>1</sup>; Lauro V. S. Nardi <sup>2</sup>; Maria de Fátima Bitencourt <sup>2</sup> & Leandro Menezes Betiollo<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15001, CEP 91500-000 Porto Alegre, RS, Brasil.

<sup>2</sup> Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica CPGq, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15001, CEP 91500-000 Porto Alegre, RS, Brasil.

#### **Introdução**

A Suíte Paulo Lopes (SPL), composta pelo Granito Paulo Lopes (GPL), Granitóides Garopaba (GG) e Gabro Silveira (GS) (UFRGS, 1999)), faz parte do magmatismo pós-colisional neoproterozóico do sul do Brasil (Bitencourt e Nardi, 2000). É constituída por monzogranitos, sienogranitos e granodioritos associados a gabros e dioritos. Enclaves máficos microgranulares são abundantes e são interpretados como produto de mistura heterogênea de magmas. Os contatos entre os granitóides e as rochas máficas são freqüentemente interdigitados a lobados, sugerindo a contemporaneidade dos magmas. Justifica-se, desta forma, a caracterização petrográfica e geoquímica das rochas básicas, representantes do magmatismo básico neoproterozóico no sul do Brasil. Esta investigação acrescenta importantes dados para a discussão da gênese de granitóides pós-colisionais cálcio-alcalinos alto-K, ou toleíticos alto-K, e sua relação com as rochas básicas toleíticas contemporâneas.

Por serem rochas básicas muito semelhantes às da Formação Serra Geral, com as quais são freqüentemente confundidas, seu estudo e comparação são importantes para o desenvolvimento de critérios de campo, petrográficos e geoquímicos que possibilitem sua distinção.

Este trabalho apresenta a caracterização geológica e petrográfica detalhada, bem como dados de geoquímica de rocha e de minerais do Gabro Silveira e diques associados, ocorrentes na localidade-tipo. A integração destes dados permite a investigação petrológica das rochas básicas, dando base para a discussão acerca das fontes deste magmatismo. Também permite, por meio do estudo de suas estruturas magmáticas e relação com a tectônica regional, interpretar as relações das mesmas com os granitóides, bem como as condições de posicionamento tectônico dos magmas que compõem a SPL.

### **Contexto Geotectônico e Geologia da Suíte Paulo Lopes**

O setor meridional da Província Mantiqueira (*sensu* Chemale, 1995b) (Fig. 1a) expõe, em sua porção leste, um Cinturão Granítico de orientação NE-SW, com cerca de 800 Km de comprimento e largura média de 150 Km, denominado Batólito Florianópolis em Santa Catarina (Silva, 1999). As rochas graníticas são relacionadas a eventos tectônicos abrangentes de natureza tangencial ou transcorrente do final do Ciclo Brasileiro, estando associadas espacial e temporalmente com um volume menos expressivo de intrusões básicas. Essas rochas estão sobrepostas ao embasamento metamórfico policíclico, onde associações de gnaisses arqueanos e paleoproterozóicos têm sido interpretadas como geradas em diferentes fases de acreção crustal no período pré-Brasiliano.

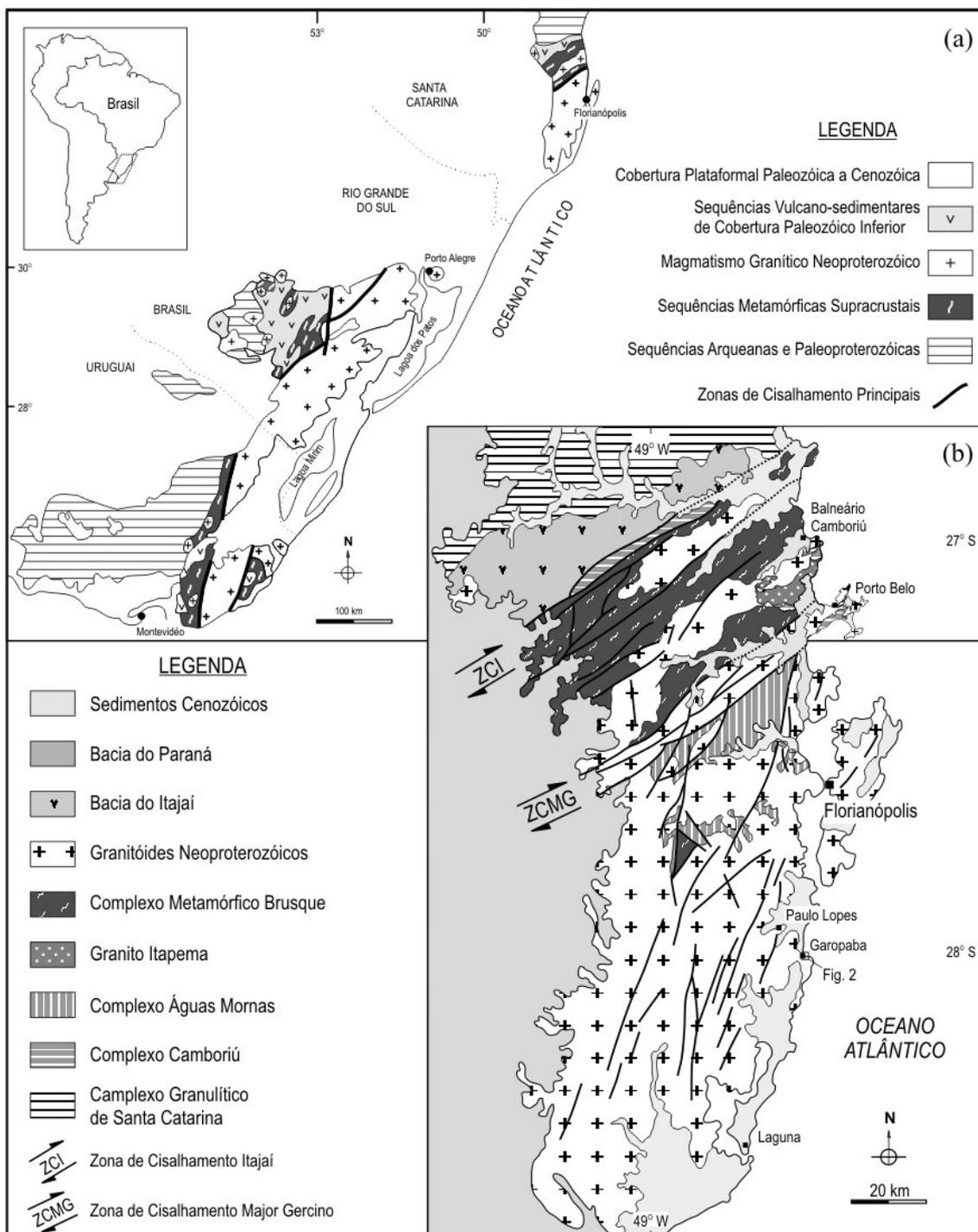


Figura 1 - Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil. a) Compartimentação geotectônica da Província Mantiqueira segundo Chemale *et al.* (1995b) e b) Compartimentação tectônica do Escudo Catarinense, segundo Bitencourt *et al.* (1989).

A área de estudo localiza-se na porção sudeste do estado de Santa Catarina, no Cinturão Granítico Dom Feliciano, o qual é considerado resultado de um magmatismo

granítico e máfico neoproterozóico de natureza pós-colisional, controlado por zonas de cisalhamento de escala litosférica, no final do Ciclo Brasileiro (Bitencourt e Nardi, 1993, 2000). Outros autores interpretam o cinturão como raiz de arco magmático (Fernandes *et al.*, 1992) ou como parte de orogênese ensialica (Basei, 1985), correlacionável ao Cinturão Ribeira (Silva, 1999).

O Escudo Catarinense (Fig. 1b) situa-se no extremo nordeste do cinturão granítico, e suas litologias são seccionadas por duas zonas de cisalhamento de escala litosférica, denominadas Zona de Cisalhamento Itajaí (Silva, 1999) e Zona de Cisalhamento Major Gercino (Bitencourt *et al.*, 1989a), constituintes do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (Bitencourt & Nardi 2000). Ambas estruturas têm direção NE e cinemática transcorrente dextral. Os terrenos graníticos a sul da Zona de Cisalhamento Major Gercino fazem parte do Batólito Florianópolis, e seu principal *trend* estrutural é NNE-SSW.

Na região de Garopaba-Paulo Lopes observa-se uma pequena ocorrência do embasamento gnáissico paleoproterozóico, bem como diversos granitóides mais jovens, que representam o magmatismo tardio do Batólito Florianópolis (UFRGS, 1999). Este magmatismo é caracterizado por uma série de corpos graníticos associados a corpos e diques básicos, que intrudem o embasamento gnáissico. A porção leste desta região compreende principalmente as litologias da Suíte Paulo Lopes, da qual faz parte o Gabro Silveira, objeto do presente estudo.

A idade da suíte é balizada pela determinação U-Pb SHRIMP de  $626 \pm 8$  Ma obtida por Silva *et al.* (1997) no Granito Paulo Lopes e interpretada como sua idade de cristalização. O termo Suíte Intrusiva Paulo Lopes foi proposto por UFRGS (1999), abrangendo três subunidades, com relações de contemporaneidade e cogeneticidade: granitóides Paulo Lopes, granitóides Garopaba e diorito Silveira. As rochas máficas da Suíte foram estudadas posteriormente por Nardi *et al.* (2002) e redenominadas, em função de sua composição, como Gabro Silveira. Esta associação foi redefinida formalmente por Bitencourt *et al.* (2005) como Suíte Paulo Lopes, composta pelo Granito Paulo Lopes (GPL), Granitóides Garopaba (GG) e Gabro Silveira (GS).

O Granito Paulo Lopes ocorre em faixas estreitas e alongadas segundo a direção NNE-SSW, alternando-se com os Granitóides Garopaba. Na ocorrência de maior área, o Gabro Silveira forma corpos maciços e arredondados com até 1 Km de diâmetro no interior

dos Granitóides Garopaba, onde variações composicionais até quartzo-dioritos são descritas por UFRGS (1999). O Gabro Silveira é a fase magmática mais jovem da Suíte, cortando localmente os contatos entre os granitóides que a compõem.

A última fase de magmatismo ocorrente na região é representada por diques básicos tardios, intrusivos nas demais unidades da área.

### **Geologia do Gabro Silveira**

A área de estudo é a localidade-tipo do Gabro Silveira, compreendendo o costão entre as praias de Garopaba e Silveira (Fig. 2).

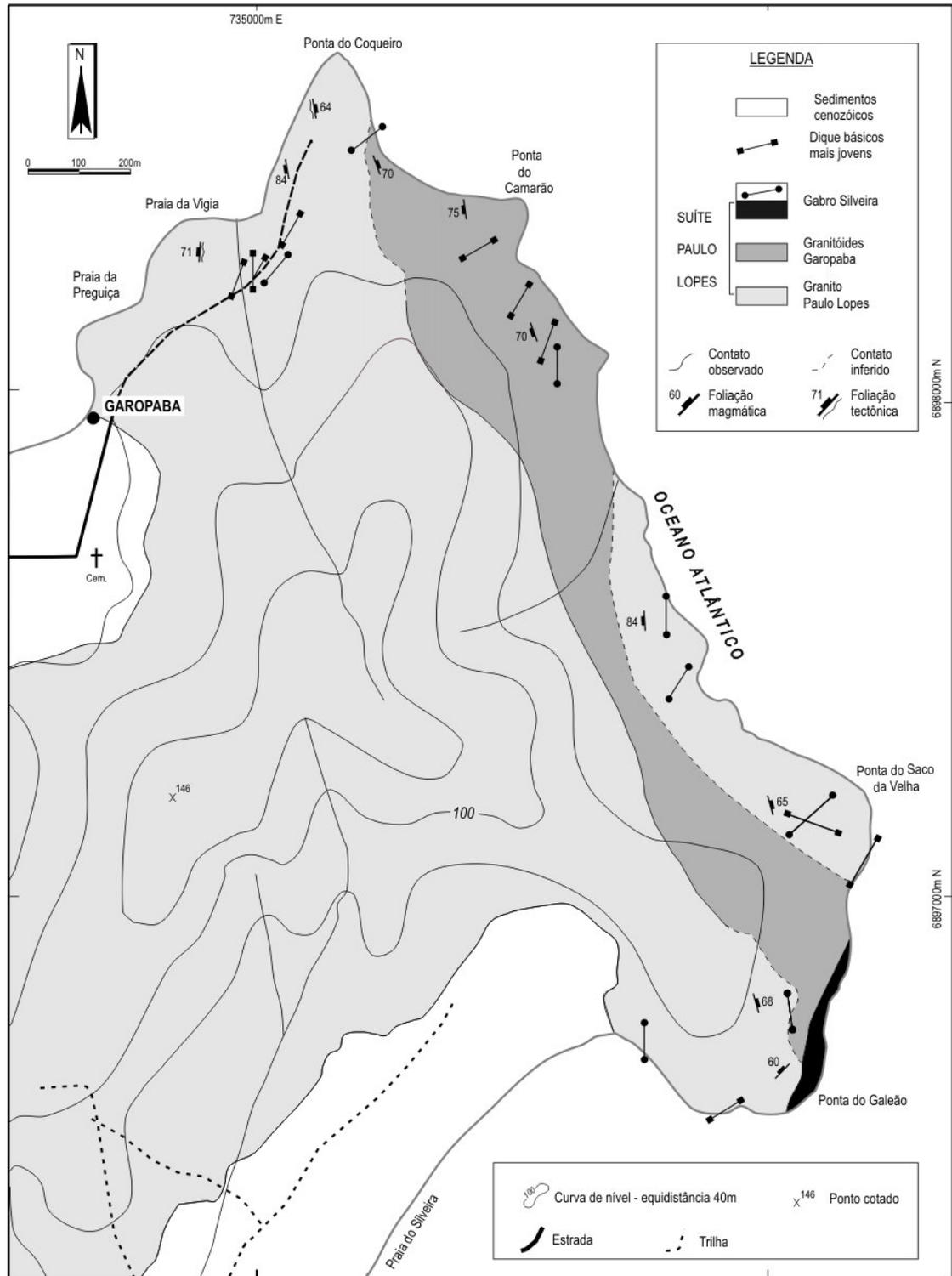


Figura 2. Mapa geológico da região de Garopaba, SC (modificado de UFRGS, 1999).

O Granito Paulo Lopes constitui uma faixa estreita paralela à linha de costa, intercalado com os Granitóides Garopaba. Predominam biotita sienogranitos foliados, de textura porfirítica, com matriz média a grossa. Os fenocristais são de feldspato potássico, com tamanho médio de 4 cm. Dois tipos de textura cumulática são constatadas no Granito Paulo Lopes: (i) concentrações de cristais euédricos de feldspatos de 2 a 6 cm de comprimento, alinhados na estrutura de fluxo, com pouco material *intercumulus* e (ii) estratificação modal, onde se alternam estratos mais ricos em biotita e anfibólio com estratos quartzo-feldspáticos. Fragmentos de dimensões centimétricas a métricas de ambas variedades cumuláticas ocorrem nas fases tardias do Granito Paulo Lopes. A foliação ígnea é bem desenvolvida e definida pelo alinhamento dimensional dos megacristais de feldspato e lamelas de biotita. Zonas de cisalhamento de direção NNE, com espessura centimétrica a métrica e diferentes concentrações da deformação, também foram observadas, constituindo feições localizadas. Enclaves máficos microgranulares são comuns nessas rochas.

Os Granitóides Garopaba são predominantemente biotita monzogranitos de textura heterogranular, com raros termos granodioríticos. Os feldspatos são tipicamente ovóides, às vezes manteados por minerais máficos, e formam os cristais maiores, com 0,5 a 2 cm de tamanho. A matriz é inequigranular, composta por quartzo, feldspatos e biotita. O quartzo é intersticial, incolor a fumê. A foliação ígnea da rocha é pouco desenvolvida e não se observa foliação milonítica. Alteração de alta temperatura, com venulações de quartzo e clorita, é frequentemente encontrada associada a faixas onde recristalização de quartzo é comum. Em relação ao Granito Paulo Lopes, há um aumento no teor de minerais máficos, com acumulações destes minerais ao redor dos cristais de dimensões maiores, além de relevante diminuição nos teores de quartzo. Fragmentos de dimensões centimétricas a métricas, de contatos irregulares, das variedades cumuláticas do Granito Paulo Lopes ocorrem dentro dos Granitóides Garopaba. Próximo ao contato com o Gabro Silveira, são mais abundantes os enclaves máficos microgranulares.

Os contatos entre os Granitóides Garopaba e o Granito Paulo Lopes são predominantemente gradacionais, destacando-se nos Granitóides Garopaba a ausência de foliação milonítica, presente no Granito Paulo Lopes.

O Gabro Silveira ocorre como diques de direção NNE-SSW, de espessura variável entre 20 e 40 m, na forma de um corpo principal de 70 m de espessura aflorante, de

orientação NNE-SSW e, menos comumente, na forma de enclaves dentro dos granitóides Paulo Lopes e Garopaba. Muitos enclaves mostram evidências de reação com o líquido granítico.

As características texturais permitem identificar o predomínio de diabásios de textura equigranular média a fina ou porfirítica. Em alguns diques, a região central do corpo apresenta textura média a grossa e, em raros casos, é possível notar intercalações de porções mais ricas em plagioclásio com outras mais ricas em máficos, mas não chegam a definir estratificações modais nem texturas cumuláticas. Nas regiões de borda dos diques, a textura equigranular fina é comum, indicando o resfriamento do magma básico contra os magmas graníticos. As rochas do corpo principal são gabros de textura equigranular média a grossa.

Os contatos entre os granitóides e as rochas básicas são predominantemente interlobados, sugerindo a interação entre magmas. Essa interação se dá de formas diversas entre o Gabro Silveira e os granitóides. Com o Granito Paulo Lopes, os contatos são predominantemente retos, mas relações de contemporaneidade são evidenciadas por injeções do Granito Paulo Lopes no Gabro Silveira e por porções de magma básico contidas no granito. As injeções do Granito Paulo Lopes no Gabro Silveira são de líquidos muito diferenciados, sugerindo que o Granito Paulo Lopes era quase sólido na época da intrusão do Gabro Silveira (Fig. 3a). Os contatos do Gabro Silveira com os Granitóides Garopaba são predominantemente interlobados, raramente retos (Fig. 3b). As relações de contemporaneidade são mais evidentes que as desenvolvidas com o Granito Paulo Lopes, observando-se injeções tabulares dos granitóides, de espessura centimétrica e de grande extensão, no Gabro Silveira. Apófises e vênulas dos granitóides no Gabro Silveira, com contatos crenulados, bem como injeções do magma básico nos granitóides, com contatos também irregulares, atestam a interação dos líquidos.

Diques básicos tardios, de orientação NE-SW, cortam as demais litologias da área. Têm extensão restrita e espessura da ordem de 20 a 40 cm, ocorrendo apenas em dois dos pontos estudados. São diabásios de textura muito fina, com bordas de resfriamento bem desenvolvidas e disjunção colunar. Seus contatos com as demais litologias são retos, típicos do resfriamento de um líquido contra um sólido (Fig. 3c).

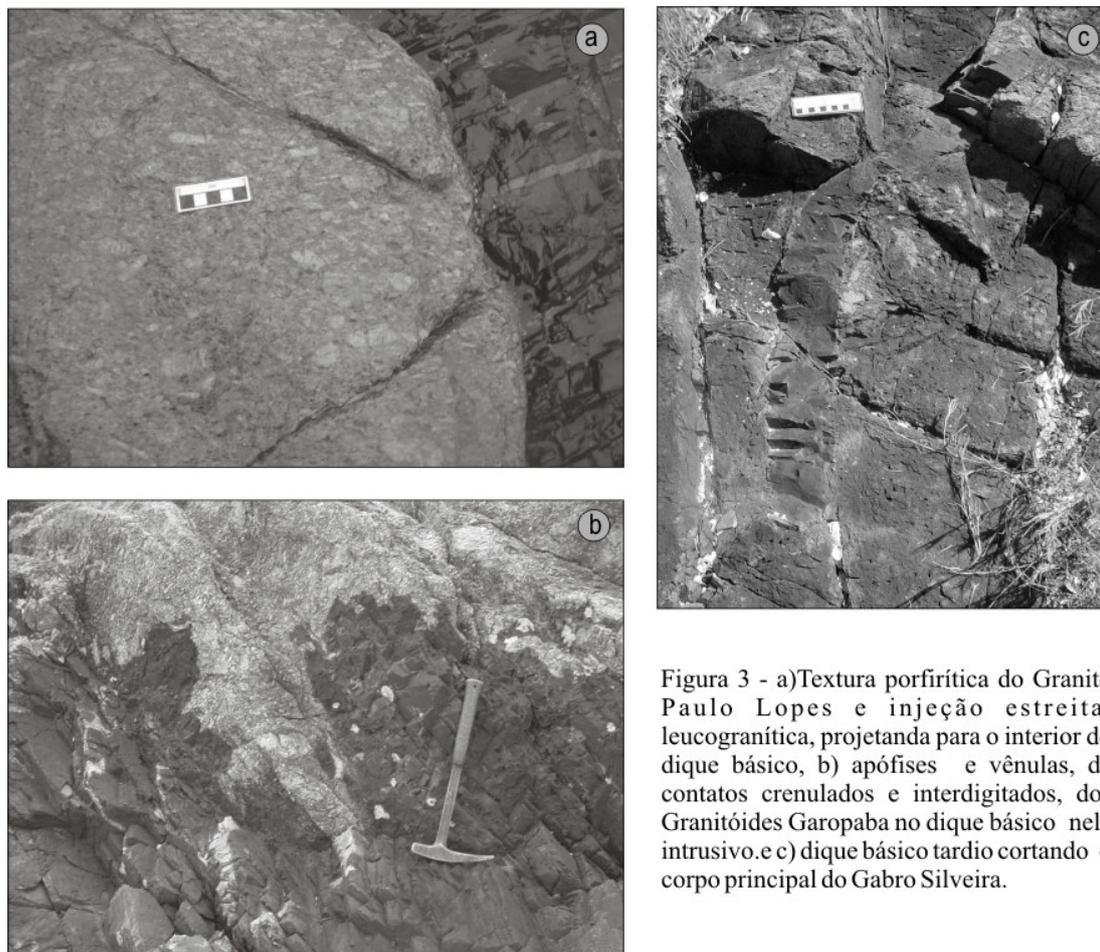


Figura 3 - a) Textura porfirítica do Granito Paulo Lopes e injeção estreita, leucogranítica, projetada para o interior do dique básico, b) apófises e vênulas, de contatos crenulados e interdigitados, dos Granitóides Garopaba no dique básico nele intrusivo. e c) dique básico tardio cortando o corpo principal do Gabro Silveira.

### Aspectos Petrográficos e Química Mineral do Gabro Silveira

As rochas básicas estudadas são predominantemente diabásios de textura equigranular média, compostas de plagioclásio (labradorita-andesina), ortopiroxênio, pigeonita, augita subcálcica, olivina, ferro-hornblenda, hornblenda magnesianas e biotita. Apatita, magnetita e badeleíta são os principais minerais acessórios. Ilmenita, clorita e epidoto são fases secundárias comuns. Texturas subofítica e ofítica são as mais típicas.

Dados de química mineral foram obtidos no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, utilizando um equipamento CAMECA SX-50. Foram analisados cristais de plagioclásio, clinopiroxênio, anfibólio e biotita em amostras do corpo principal, para uma caracterização mais precisa de sua composição. A

tabela 1 apresenta dados composicionais representativos das principais fases máficas do Gabro Silveira.

Tabela 1. Análises representativas de minerais ferro-magnesianos do corpo principal do Gabro Silveira

Mineral	Anfibólio	Anfibólio	Piroxênio	Piroxênio	Piroxênio	Piroxênio	Biotita
Localização	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro
SiO <sub>2</sub>	46,61	43,73	50,80	49,84	50,44	49,53	37,89
TiO <sub>2</sub>	1,19	1,50	0,82	0,30	0,75	0,26	3,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,94	7,04	1,68	0,44	1,35	0,78	11,63
MgO	11,98	8,48	14,89	11,53	12,32	11,10	11,23
CaO	10,69	10,16	17,14	2,18	14,09	5,22	0,03
MnO	0,13	0,16	0,20	0,70	0,38	0,64	0,05
FeO	18,04	22,35	12,13	33,97	19,55	32,25	21,05
Na <sub>2</sub> O	1,46	1,59	0,14	-	0,19	0,02	0,15
K <sub>2</sub> O	1,15	1,14	-	0,10	0,01	-	9,28
F	0,79	0,48	-	-	-	-	1,07
Cl	0,09	0,24	-	-	-	-	0,17
H <sub>2</sub> O	1,56	1,61	-	-	-	-	3,34
Total	99,63	98,47	97,80	99,06	99,08	99,80	99,87

Embora sejam composicionalmente muito homogêneas, as amostras apresentam texturas diversas, o que permite a identificação de três fácies distintas: fácies equigranular média a grossa (**feg**), fácies equigranular média a fina (**fef**) e fácies porfirítica (**fp**).

As rochas da **feg** ocorrem no centro do corpo principal, apresentam textura subofítica, ofítica e, raramente, granofírica nos interstícios. Acumulações de cristais de plagioclásio e ortopiroxênio precoces, com bordas corroídas, formam trilhas ou aglomerados irregulares. Agregados de cristais de olivina com bordas reativas, bem como cristais precoces de plagioclásio, com trilhas de inclusões fluidas e sólidas marcando as linhas de crescimento, são feições particulares desta fácies. O clinopiroxênio é augita enriquecida em titânio, variando de 0,7 a 1,63% de TiO<sub>2</sub>. A borda dos cristais é constituída por augita sub-cálcica. Os cristais de augita precoces apresentam teores de TiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> mais elevados, enquanto os tardios, que são predominantes, apresentam teores mais baixos. A figura 4 apresenta a classificação dos piroxênios segundo Morimoto *et al.* (1988). O núcleo dos cristais de plagioclásio analisados é labradorítico, enquanto as bordas são compostas de andesina, constituindo zonação normal. A ferro-hornblenda e a hornblenda magnésiana são mais tardias e apresentam razão MgO/(MgO+FeO) entre 0,4 e 0,6%. A biotita também é tardia, de coloração vermelha, e a maior parte dos cristais está cloritizada. Possui altos teores de TiO<sub>2</sub>, entre 3,17 e 4,54 % e razão molar Fe/(Fe+Mg) entre 0,5 e 0,7.

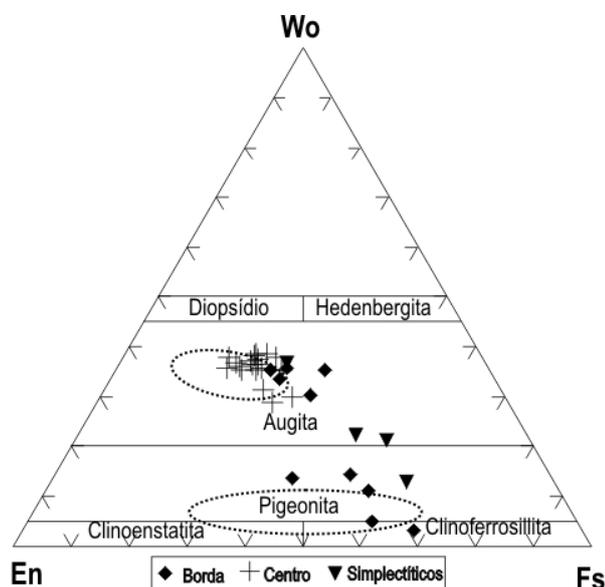


Figura 4. Classificação dos piroxênios do Gabro Silveira segundo Morimoto *et al* (1988). Campos assinalados correspondem aos das composições de piroxênios de basaltos e gabros da Formação Serra Geral (Viero & Roisenberg 1992).

As rochas da **fe** são observadas no centro dos diques, com textura heterogranular, subofítica a ofítica, onde ocorrem aglomerados de cristais de clinopiroxênio ou plagioclásio precoces. Lamelas de exsolução de pigeonita em augita subcálcica são frequentemente observadas. Os maiores conteúdos de mesóstase foram encontrados onde há texturas de intercrescimento entre feldspatos e quartzo.

As rochas da **fp** ocorrem nos diques básicos tardios, definidas por texturas porfirítica ou glomeroporfirítica de matriz fina. Raramente ocorre textura equigranular fina a afanítica. Esta fácies também ocorre nas bordas dos diques ou em margens resfriadas, onde não aparecem relações claras de mútua intrusão dos diques com as encaixantes graníticas, ou onde essas relações são mais restritas.

Xenocristais de plagioclásio foram identificados no centro do corpo principal e no interior de alguns diques. São cristais de 1,0 a 1,5 mm, de formas irregulares e comumente apresentam bordas corroídas e reativas.

O anfibólio ocorre apenas na **feg** e na **fef**, onde parece ser produto de alteração tardi-magmática dos cristais de piroxênio. Raros cristais secundários foram identificados em

amostras onde a alteração hidrotermal é mais intensa ou em regiões próximas aos contatos com os granitóides.

### **Caracterização Geoquímica das Rochas Básicas**

Determinações de elementos maiores e traços foram realizadas em 13 amostras representativas do Gabro Silveira (Tab. 2), procurando abranger os diferentes tipos texturais e composicionais selecionados previamente com base em critérios de campo e petrográficos, com objetivo de classificar as rochas básicas em relação às séries magmáticas e investigar sua gênese. Para a realização deste estudo, as amostras foram preparadas no Anexo do Laboratório de Geologia Isotópica do IG/UFRGS e enviadas para análise por ICP-MS para elementos traço e fluorescência de raio-X para elementos maiores no *Activation Laboratories*, Canadá.

Tabela 2. Resultados Analíticos para elementos maiores e traço das amostras representativas do Gabro Silveira.  
Óxidos em peso%; elementos traço em ppm.

Amostra	DP - Dique Principal, PC - Centro do dique, MR - Margens Resfriadas, DJ - Diques mais jovens						CD				MR	DJ
	GS-5B	GS-5C	GS-5E	GS-05F	GS-05H	GS-05I	GS-4A	GS-11A	GS-18A	GS-7B	GS-7A	GS-11C
SiO <sub>2</sub>	50,90	49,50	48,80	49,90	51,15	51,55	51,10	50,81	51,82	51,10	49,10	50,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,50	12,40	13,80	12,70	12,49	13,05	11,30	13,03	12,57	13,20	12,10	13,72
Fe <sub>o</sub> <sup>T</sup>	14,32	15,10	13,66	14,77	14,53	14,54	12,55	14,25	15,12	12,66	12,88	13,62
MnO	0,22	0,21	0,19	0,20	0,19	0,19	0,17	0,18	0,20	0,17	0,20	0,20
MgO	3,60	3,90	4,10	4,40	4,57	4,22	4,50	3,83	3,87	4,00	3,80	5,78
CaO	7,40	8,20	9,30	8,40	7,90	7,97	8,40	7,55	7,39	8,10	8,40	10,23
Na <sub>2</sub> O	2,80	2,40	2,60	2,60	2,60	2,84	2,70	2,84	2,86	2,60	2,50	2,68
K <sub>2</sub> O	2,00	1,80	1,30	1,70	1,72	1,72	1,80	1,77	1,87	1,90	1,70	0,57
TiO <sub>2</sub>	3,30	3,60	4,10	3,50	3,22	3,51	3,60	3,55	3,30	3,80	3,90	1,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,55	0,46	0,36	0,45	0,45	0,46	0,51	0,49	0,53	0,62	0,58	0,17
L.O.I.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,59	0,01	0,00	0,44	0,51	0,00	0,00	0,69
Total	97,59	97,57	98,21	98,62	99,40	100,05	96,63	98,73	100,03	98,15	95,16	99,61
Ba	543	527	375	488	505	529	517	590	593	619	545	119
Rb	35	30	14	22	45	45	25	47	50	20	6	21
Sr	384	413	605	445	448	491	628	490	435	719	631	157
Cs	-	-	-	-	1,1	1,1	-	2,1	3,8	-	-	1,4
Ga	25	25	24	21	23	24	24	24	23	22	26	19
Ta	-	-	-	-	1,5	1,7	-	1,8	1,8	-	-	0,4
Hf	-	-	-	-	7,3	7,1	-	7,3	7,8	-	-	3
Nb	24	19	19	22	23	26	24	28	29	28	30	10
Zr	233	213	177	221	269	268	252	271	282	288	278	95
Y	37	32	24	28	36	37	29	37	42	29	30	28
Th	10	11	12	10	5	5	5	5	6	7	8	2
U	5	5	5	5	1	1	5	1	1	5	5	1
Cr	27	29	18	35	47	28	66	10	10	47	51	47
Ni	27	32	39	41	59	54	47	27	22	41	46	36
Co	36	39	40	39	43	41	38	35	36	36	35	40
La	22,88	30,35	22,41	18,26	37,60	37,40	32,78	38,60	41,80	42,13	33,40	9,10
Ce	37,05	59,32	42,01	30,01	81,00	80,20	63,23	80,20	88,80	84,11	62,05	20,60
Nd	11,01	25,03	17,81	10,00	43,10	43,10	24,96	43,10	47,10	35,28	25,86	13,50
Sm	2,01	5,99	4,28	2,12	9,60	9,50	5,95	9,50	10,60	8,60	6,12	4,10
Eu	0,51	1,60	1,22	0,56	2,73	2,91	1,62	2,94	3,20	2,43	1,62	1,39
Gd	1,29	4,73	3,26	1,57	8,90	9,10	4,35	8,90	9,70	6,70	4,55	4,80
Dy	0,61	2,64	1,99	1,02	7,20	7,30	2,05	7,20	8,30	3,47	2,36	5,20
Ho	0,11	0,49	0,39	0,21	1,40	1,30	0,38	1,30	1,50	0,63	0,51	1,00
Er	0,29	1,14	0,82	0,40	3,90	3,90	0,77	3,80	4,50	1,35	1,00	3,20
Yb	0,20	0,63	0,41	0,26	3,10	3,10	0,37	3,10	3,60	0,64	0,48	2,70
Lu	0,02	0,09	0,07	0,04	0,42	0,44	0,05	0,43	0,52	0,09	0,06	0,40

As amostras consideradas para a caracterização geoquímica do magmatismo são as que não apresentam características petrográficas e geoquímicas de cumulos, representando preponderantemente líquidos magmáticos.

De acordo com a classificação da IUGS (Le Maitre, 2002) as rochas básicas estudadas têm composição de traquibasaltos a basaltos. São saturadas em sílica, com teor médio de 50% em peso, e têm caráter metaluminoso. O diagrama AFM (Fig. 5) mostra que as mesmas pertencem à série toleítica. Isto é confirmado pelos teores de  $Al_2O_3$  inferiores aos de basaltos alto alumínio ou calcialcalinos (Wilson, 1989). Parâmetros de calcialcalinidade (Peacock, 1931) evidenciam seu caráter moderadamente alcalino.

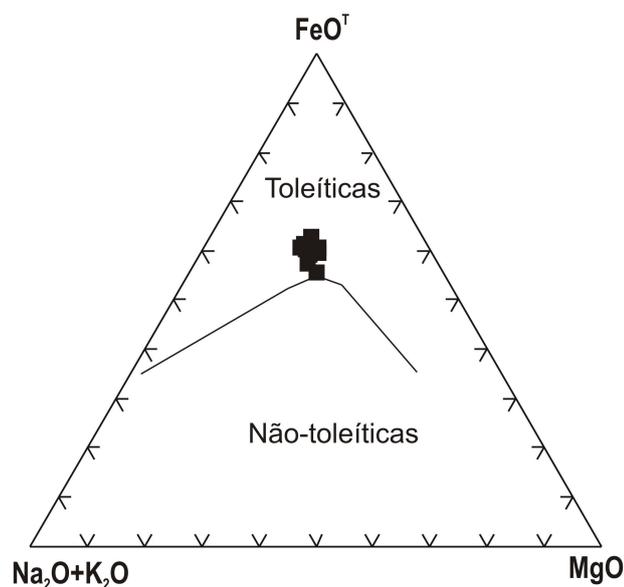


Figura 5. Diagrama AFM mostrando o caráter toleítico das rochas básicas do Gabro Silveira.

Os teores de magnésio (MgO) variam de 4 a 5% em peso, o que, juntamente com os baixos teores de Cr e Ni, sugere que o magma que deu origem às rochas básicas sofreu processos de fracionamento anteriores, envolvendo olivina e piroxênio.

O fósforo ( $P_2O_5$ ) apresenta teores moderados, variando de 0,40 a 0,60 % em peso, semelhantes aos observados em rochas básicas toleíticas continentais.

A figura 6 ilustra o comportamento dos elementos maiores do Gabro Silveira, em relação ao índice de diferenciação  $FeO^T/MgO$ .

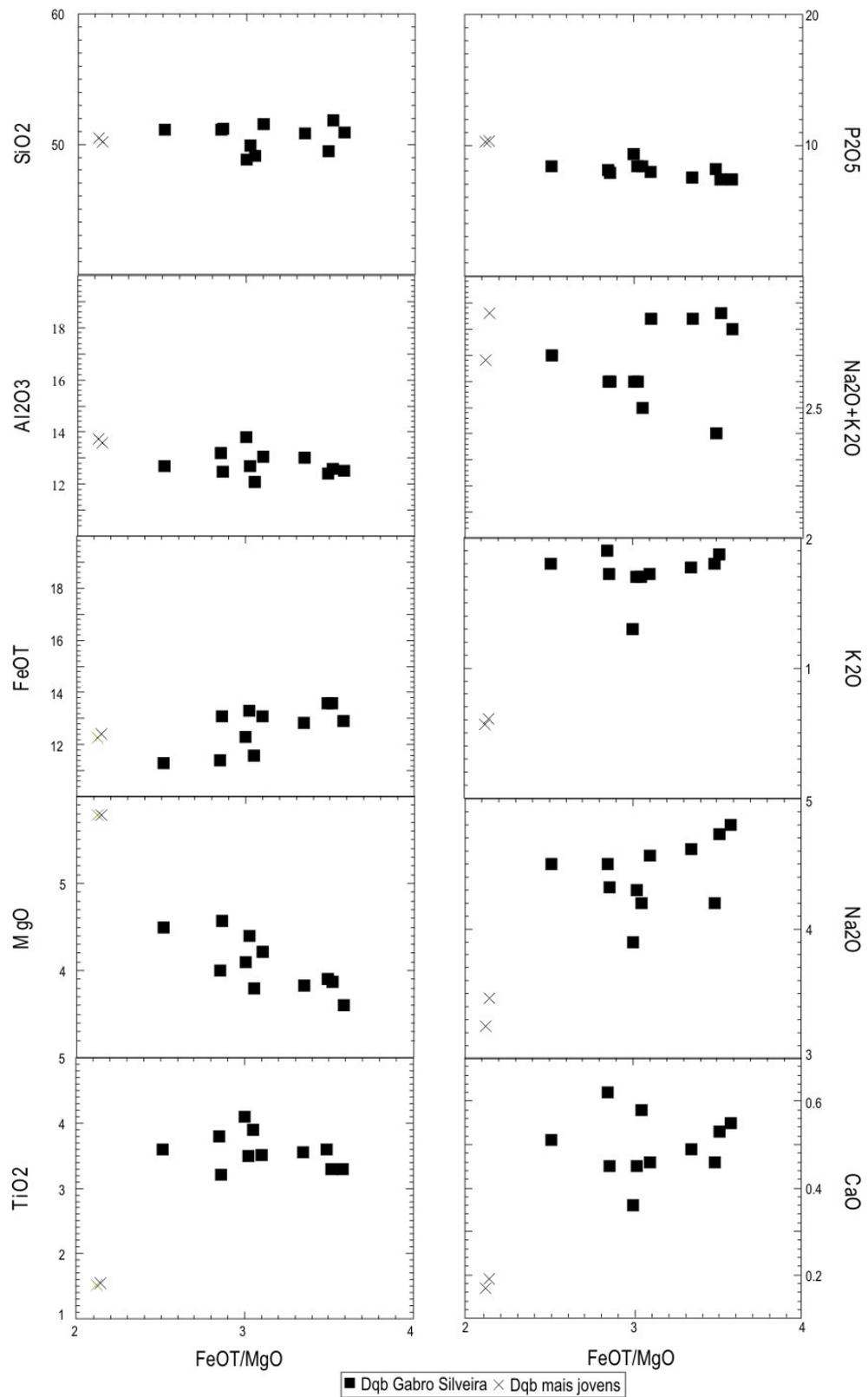


Figura 6 - Diagramas binários dos elementos maiores dos diques básicos neoproterozóicos, utilizando a razão  $FeOT/MgO$  como índice de diferenciação, concentrações em peso%.

Comparadas aos basaltos de ilha oceânica - OIB (Fig. 7) as amostras estudadas apresentam padrões horizontalizados e próximos de 1, com exceção dos enriquecimentos em Cs, Ba, U e Th, e empobrecimento em Rb e ETRP, com anomalias negativas de Nb e Ta. Neste diagrama, o comportamento dos diques básicos tardios difere do das demais rochas da área estudada, mostrando um empobrecimento em todos os elementos, com exceção dos ETRP.

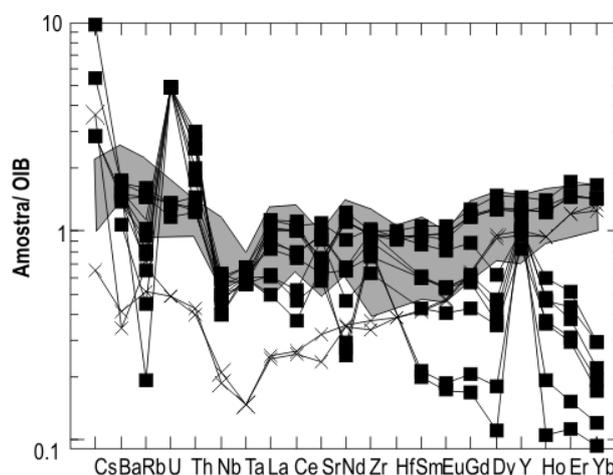


Figura 7. Diagrama multielementar normalizado pelos valores dos OIB para amostras representativas do Gabro Silveira. Campo das amostras da Formação Serra Geral em cinza.

A razão Rb/Sr é variada, não apresenta um *trend* definido, mostrando que há três grupos de amostras com razões diversas: amostras com baixo Sr e Rb, amostras com baixos valores de Rb e altos valores de Sr, e amostras com alto Rb e valores intermediários de Sr. Este comportamento da razão Rb/Sr sugere que a diferenciação foi afetada por processos de segregação de líquidos com variáveis proporções de cristais, ou que existe contaminação por parte dos líquidos graníticos, ou ainda que a fonte destes magmas era originalmente enriquecida nestes elementos.

O diagrama de ETR normalizados pelos valores condriticos C1 (Fig. 8), mostra três padrões de distribuição dos elementos: (i) padrões fortemente enriquecidos em ETRL e com discreto empobrecimento em ETRP, com razão La/Lu<sub>N</sub> média de 8,9 (ii) padrões enriquecidos em elementos terras raras leves (ETRL) e fortemente empobrecidos em ETRP, com razão La/Lu<sub>N</sub> variando de 31,9 a 68,3 (média de 49), e (iii) padrões quase horizontais,

com razão  $La/Lu_N$  média de 2,4 e enriquecimento da ordem de 10 vezes em relação aos condritos.

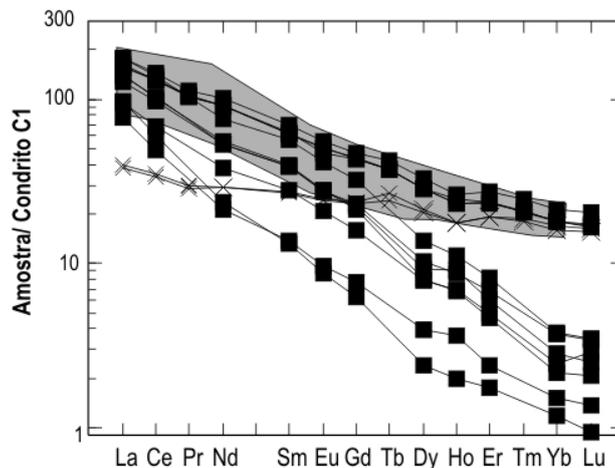


Figura 8. Padrões de ETR normalizados pelos valores condriticos C1 para amostras representativas do Gabro Silveira. Campo das amostras da Formação Serra Geral em cinza.

As anomalias negativas de Eu são pouco significativas, com razão  $Eu/Eu^*_N$  situando-se em média de 0,93.

### **Comparação entre as rochas básicas neoproterozóicas da região de Garopaba (SC) e as da Formação Serra Geral**

Para a realização do estudo de comparação entre as rochas básicas neoproterozóicas da região de Garopaba e as da Formação Serra Geral foram utilizados os dados de Marques *et al.* (1989); Piccirillo & Melfi (1988); Maniesi & Oliveira (1997) e Garda *et al.* (1995). Foram selecionados dados de rochas básicas hipabissais e vulcânicas, dos tipos alto-Ti-P e baixo-Ti-P.

As evidências de campo indicam contemporaneidade entre granitóides e rochas básicas da Suíte Paulo Lopes, o que não é reportado para as rochas da Formação Serra Geral.

As rochas do Gabro Silveira são petrograficamente muito semelhantes às da Formação Serra Geral. As diferenças mais destacadas são a presença de xenocristais de plagioclásio, feições de deformação, como maclas curvas do plagioclásio e alteração de alta temperatura, gerando veios de clorita e quartzo no Gabro Silveira.

O Gabro Silveira tem composição, em relação aos elementos maiores, de um basalto toleítico, similar aos basaltos alto-Ti-P da Formação Serra Geral, e assim como as lavas alto-Ti-P, não apresentam correlações entre o par  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , sendo também enriquecidos em Y, Ba e ETRL.

A figura 9 ilustra o diagrama de Peacock (1931), mostrando o caráter transicional entre alcali-cálcico e calcialcalino das amostras estudadas, sendo destacável o maior conteúdo de álcalis em relação aos basaltos alto-Ti-P e baixo Ti-P da Formação Serra Geral. A razão  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  é menor nas rochas básicas estudadas, sendo o conteúdo de  $\text{K}_2\text{O}$  semelhante àqueles dos basaltos moderadamente alcalinos.

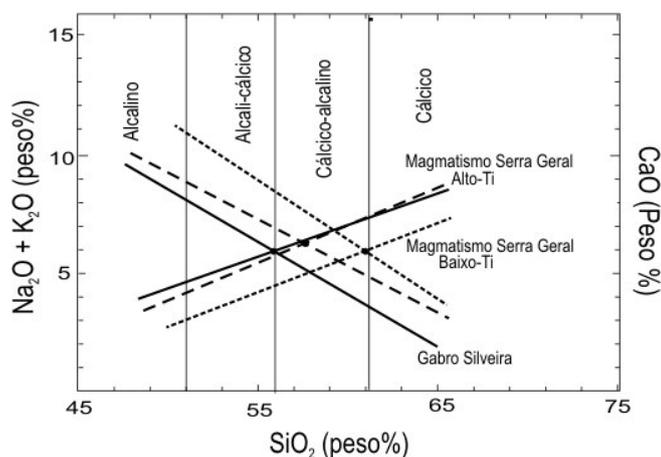


Figura 9. Diagrama de Peacock (1931) mostrando o caráter transicional alcali-cálcico a calcialcalino do Gabro Silveira. *Trends* representativas das rochas da Formação Serra Geral são representados afim de comparação.

O conteúdo de elementos traços no Gabro Silveira é similar ao das rochas da Formação Serra Geral, com exceção de alguns elementos, como Sr, Ba, Zr, Nb e Th.

Na figura 7, as rochas básicas são normalizadas pelos valores dos basaltos de ilha oceânica (OIB), e é notável a semelhança entre os dois grupos de rochas. As diferenças essenciais são os conteúdos menores de Rb e ETRP e maiores de Cs, U e Th, no Gabro Silveira. Os diques básicos tardios apresentam padrões de distribuição dos elementos semelhante aos do Gabro Silveira, embora mais empobrecido em todos os elementos, com exceção dos ETRP, que se assemelham aos das rochas da Formação Serra Geral.

Os padrões de fracionamento dos ETR (Fig. 8) constituem frequentemente outro critério distintivo. Enquanto os diques básicos do Gabro Silveira possuem padrões heterogêneos, muitas vezes fortemente fracionados, com razão  $La/Lu_N$  de até 100, as rochas básicas da Formação Serra Geral apresentam padrões homogêneos de distribuição dos ETR, pouco fracionados, com razão  $La/Lu_N$  média de 6.

### **Considerações Finais e Conclusões**

A área de estudo do presente trabalho, localidade-tipo do Gabro Silveira, expõe uma suíte de rochas plutônicas e hipabissais de composição ácida e básica, com relações de mútua intrusão.

As rochas máficas da Suíte Paulo Lopes são gabros e dioritos metaluminosos de afinidade toleítica alto-K de acordo com critério sugerido por Le Maitre (2002), composicionalmente semelhantes aos basaltos alto-Ti-P da Formação Serra Geral. Comparadas aos basaltos de ilhas oceânicas - OIB - mostram enriquecimento em LILE, Th e U e anomalias negativas de Nb e Ta. O padrão de fracionamento dos ETR é variável mostrando razões  $La/Lu_N$  entre 10 e 100. A fonte destes magmas é semelhante à dos OIB, de acordo com o já observado em rochas vulcânicas neoproterozóicas do sul do Brasil por outros autores (Sommer *et al.*, 1999).

As rochas básicas estudadas são textural e composicionalmente similares às rochas básicas da Formação Serra Geral, sendo, no entanto, distinguíveis por critérios de campo, petrográficos e geoquímicos.

As relações de campo características do magmatismo básico neoproterozóico são as de contemporaneidade com o magmatismo granítico. O Gabro Silveira mostra como feições petrográficas mais marcantes para esta discriminação a presença de xenocristais de plagioclásio e algumas feições de deformação. As distinções geoquímicas de maior destaque são observadas nos conteúdos de elementos traços e nos padrões de fracionamento dos elementos terras raras. Em relação aos elementos maiores, os diferentes valores da razão  $Na_2O/K_2O$  é a diferença mais significativa, sendo mais elevada nas rochas da Formação Serra Geral.

Os critérios descritos anteriormente permitiram a identificação, na área de estudo, de diques básicos tardios que podem ser correlacionáveis à Formação Serra Geral.

Os padrões de fracionamento dos elementos terras raras, os altos conteúdos de K, Rb, Sr e Ba, e as anomalias negativas de Nb e Ta em diagramas multielementares do Gabro Silveira, são semelhantes aos observados em rochas magmáticas de arcos maduros ou de ambientes pós-colisionais. Estas características geoquímicas além, dos altos conteúdos de LILE, Th e U são sugestivas de fontes mantélicas afetadas por subducção litosférica prévia.

Evidências petrográficas não corroboram a segregação ou fracionamento mineral como mecanismo causador da ampla variação das razões ETRL/ETRP no Gabro Silveira e diques associados, uma vez que não são observadas variações significativas no conteúdo de minerais concentradores de ETRP. Admite-se, portanto, que esta variação pode indicar a presença de pulsos magmáticos composicionalmente diversos, refletindo talvez hibridização durante o processo de mistura com os magmas graníticos.

O Gabro Silveira representa o magmatismo básico relacionado aos estágios precoces pós-colisionais descritos nesta região por Bitencourt e Nardi (1993, 2000), sugerindo que o padrão evolutivo do magmatismo pós-colisional no sul do Brasil inicia com magmas toleíticos alto-K, continentais, e evolui para magmas de afinidade shoshonítica e alcalina sódica.

A presença de rochas básicas contemporâneas com os granitóides precoces sin-transcorrentes do estágio pós-colisional assinala a participação efetiva do manto na geração dos magmas constituintes da Suíte Paulo Lopes. Bitencourt e Nardi (1993) mostraram que o magmatismo básico associa-se também ao magmatismo pós-colisional shoshonítico e alcalino do sul do Brasil. Deste modo, caracteriza-se no período pós-colisional uma acreção vertical de material juvenil, além de retrabalhamento da crosta.

### **Agradecimentos**

Este projeto foi financiado pelo CNPq através do edital Universal, proc. n<sup>o</sup> 471584/01-0 e PRONEX.

### **Referências Bibliográficas**

Basei, M.A.S., 1985. **O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina**. São Paulo. 195p. Tese de Doutorado em Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo.

- Bitencourt, M. F. & Nardi, L.V.S. 1993. Late to post-collisional brasiliano granitic magmatism in southernmost Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciência**, **65** (supl.1): 3-16.
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the southern brazilian shear belt. **Revista Brasileira de Geociências**, **30**:184-187.
- Bitencourt, M.F.; Bongioiolo, E.M.; Philipp, R.P.; Morales, L.F.G.; Rubert, R.R.; Melo, C.L. & Luft Jr, J.L. 2004. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. **Pesquisas em Geociências** (submetido).
- Bitencourt, M.F.; Hackspacher, P.C. & Nardi, L.V.S. 1989a. A Zona de Cisalhamento Major Gercino - Santa Catarina. *In*: Simpósio Nacional de Estrutural e Tectônica, 2, Fortaleza, 1989. **Atas...** Fortaleza, SBG, p. 214-216.
- Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1995b. Stratigraphy and Tectonism of Brasiliano Cycle in Southern Brazil. *In*: **Proterozoic Crust and Metallogenic Evolution**. Namíbia (no prelo).
- Fernandes, L.A.D., Tomasi, A., Porcher, C.C., 1992. Deformation Patterns in the Southern Brazilian Branch of the Dom Feliciano Belt, a reappraisal. **Journal of South America Earth Sciences**, **5**:77-96.
- Garda, G. M.; Schorscher, J. H. D.; Esperança, S. & Carlson, R. W. 1995. The Petrology and Geochemistry of Coastal Dykes from São Paulo State, Brazil: Implication for Variable Lithospheric Contribution to Alkaline Magmas from the Western Margin of the South Atlantic. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **67** (2): 191-216.
- Le Maitre, R.W. 2002. **Igneous Rocks - A classification and Glossary of Terms**. Cambridge University Press, Cambridge, 236p.
- Maniesi, V. & Oliveira, M.A.F. 1997. Petrologia das soleiras de diabásio de Reserva e Salto do Itararé, PR. **Geochimica Brasiliensis**, **11** (2): 153-169.
- Marques, L.S.; Dupré, B. & Piccirillo, E.M. 1999. Mantle Source composition of the Paraná Magmatic Province (southern Brazil): evidence from trace elements and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. **Journal of Geodynamics**, **28**: 439-458.
- Morimoto, N.; Fabries, J.; Ferguson, A.K.; Ginzburg, I.V.; Ross, M.; Seifert, F.A.; Zussman, J.; Aoki, K. & Gottardi, G. 1984. Nomenclature of pyroxenes. **American Mineralogist**, **73**: 1123-1133.

- Nardi, L.V.S.; Bitencourt, M.F. & Betiollo, L.M. 2002. Coeval tholeiitic gabbros and biotite granitoids in the post-collisional Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt, Garopaba, Santa Catarina. in: XLI Congresso Brasileiro de Geologia, 1, João Pessoa, 1997. Resumos, Pernambuco, SBG. v. 1, p. 55
- Peacock, M.A. 1931. Classification of igneous rock series. **Journal of Geology**, **39**:54-67.
- Piccirillo, E.M. & Melfi, A. J. 1988. **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo, Universidade de São Paulo, 600p.
- Silva, L.C. 1999. **Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a evolução do Ciclo Brasiliano/Pan Africano**. Porto Alegre. 243p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Silva, L.C., Macambira, M.J.B., Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., 1997. Pb-Pb zircon evaporation age and petrology of the strike-slip-related Paulo Lopes Granite, Southern Brazilian Granitic Province. *In*: South-American Symposium on Isotope Geology, 1, Campos do Jordão, 1997. **Extended Abstracts...** São Paulo, p.309-311.
- Sommer, A.C., Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1999. O vulcanismo alcalino do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, **29** (2): 245-254.
- UFRGS, 1999. **Mapeamento Geológico 1: 25 000 de parte das folhas Paulo Lopes (MI2909/4) e Imbituba (2925/2), SC**. Porto Alegre. 7 vol. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Viero, A.P. & Roisenberg, A 1992. Petrologia e Geoquímica do Complexo Básico de Lomba Grande, RS. **Pesquisas**, **19**: 41-54.
- Wilson, M. 1989. **Igneous Petrogenesis**. Londres, Chapman & Hall, 466 pp.

**CAPÍTULO VI**  
**ARTIGO LITHOS**

**Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium- to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt**

**Luana Moreira Florisbal <sup>a</sup>, Maria de Fátima Bitencourt <sup>b</sup>, Lauro Valentin Stoll Nardi <sup>b</sup>, Rommulo Vieira Conceição <sup>b, c</sup>**

<sup>a</sup> **Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91500-000 RS, Brazil**

<sup>b</sup> **Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91500-000 RS, Brazil**

<sup>c</sup> **Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91500-000 RS, Brazil**

**Abstract**

The early post-collisional stages of the Brasiliano-Pan-African Cycle in the Garopaba region (630-620 Ma), southern Brazil, is marked by large granitic massifs with associated mafic rocks. The Paulo Lopes Suite (PLS) is composed of metaluminous to slightly peraluminous biotite-hornblende Paulo Lopes and Garopaba granitoids, and by the Silveira Gabbro, containing augite, pigeonite and orthopyroxene. Mafic microgranular enclaves and mutual intrusive relations attest to the coeval character of mafic and felsic magmas. The PLS is syntranscurrence, and microstructures indicative of high-temperature solid-state deformation are described in the mafic and granitic rocks. Mafic rocks are medium to high-K tholeiitic and show mineralogical and geochemical features, including isotopic ones, that resemble the CFB basic rocks such as those from Paraná Basin. The PLS granitoids are

compositionally close to A-type rocks and are interpreted as co-magmatic with the mafic rocks, although a crustal component is important particularly in the Paulo Lopes Granite. The PLS granitoids result from the interaction of tholeiitic magmas with crustal materials, hence may be considered as granitoids of tholeiitic affinity. The role of transcurrent tectonics seems to be essential for promoting the generation of mantle-derived magmas and their interaction with crustal material, with consequent generation of abundant granitoids. The compositional resemblance of SPL granitoids, particularly the Garopaba Granitoids, with A-type ones makes them different from the medium to high-K granitoids of mature magmatic arcs, and this difference probably reflects the tholeiitic character of their primary magmas, typical of the early magmatic stages of post-collisional settings. Trace element and isotopic geochemical data indicate a subduction-modified (OIB) and LREE-enriched lithospheric mantle sources for the mafic magmas, which is coherent with the post-collisional character of this magmatism.

*Keywords:* post-collisional, tholeiitic magmatism, tholeiitic granites, syn-tectonic magmatism, basic rocks.

## **Introduction**

Post-collisional magmatism in southern Brazil has received increasing attention in the last decade, as a result of detailed geological and structural mapping, obtention of major and trace element data, as well as isotope and geochronological determinations (e.g., Bitencourt and Nardi, 1993, 2000; Garavaglia et al., 2002; Wildner et al., 2002; Sommer et al., 2005). In spite of such large dataset, a comprehensive and integrated approach of processes active in such settings is rarely found. In order to contribute to the understanding of generation and evolution of magmas in the post-collisional environment and their relation to global geodynamics, this paper aims at presenting and discussing data obtained from the Paulo Lopes Suite, in the region of Garopaba, Santa Catarina.

The Brasiliano / Pan-African Orogenic Cycle in southern Brazil is represented in arc and collisional settings, where magmatism is expressive. The post-collisional period (650 to 580 Ma) is marked by intense magmatism along the major shear zones that compose the Southern Brazilian Shear Belt (Bitencourt and Nardi, 2000). In such scenario, a large variety of granitoids, often associated to coeval mafic rocks, is found to be controlled by transcurrent tectonism within the Florianópolis Batholith.

The early phase of post-collisional magmatism within this batholith is often related in time and space to ENE-trending, gently-dipping shear zones, giving rise to porphyritic biotite granites and granodiorites with abundant mafic microgranular enclaves. These granitoids are compositionally similar to high-K calc-alkaline or Caledonian I-type rocks (Pitcher, 1983, 1987). Two-mica leucogranites are found in either subhorizontal or subvertical shear zones, and their occurrence is restricted to the end of this early phase (*ca.* 630 Ma). Granitoids produced in the following magmatism have shoshonitic affinity and are found either within shear zones or in undeformed adjacent areas, where they intrude cratonic associations. In the last stages, post-collisional magmatism is sodic alkaline, silica-saturated, and produced metaluminous biotite granites commonly in association with coeval mafic magmas of tholeiitic or mildly alkaline affinity. It is reported within the shear belt, conditioned by subvertical transcurrent structures, as well as far from the main deformation sites, discordantly intrusive in granitoids from the previous phases.

The Southern Brazilian Shear Belt is interpreted as the main conduit for magma transport and emplacement. Its deep-reaching discontinuities are conceived by Bitencourt and Nardi (2000) as responsible for mantle decompression and for reactivation of pre-existing magmatic sources. The widespread occurrence of coeval mafic magmas with most of the granitic magmatism attests to the importance of mantle sources, as opposed to models based mainly upon crustally-derived magmatism.

The Paulo Lopes Suite (PLS) is correlated to the early phase of post-collisional magmatism based on composition, structural relations and age data. The continental tholeiitic character of this suite is proposed by Florisbal et al. (2005) based on the significant fraction of coeval mafic magmas of tholeiitic affinity it contains.

This paper discusses the origin and relations of mafic and granitic magmas which generated the Paulo Lopes Suite, a typical syn-transcurrent post-collisional Neoproterozoic association, based upon field geology, petrography, structural and geochemical, including isotopic, data. The role of transcurrent tectonics in the generation and positioning of magmatic bodies is discussed and the mafic magmatism is compared to continental flood basalts from Paraná Basin and Walvis Ridge. The early post-collisional magmatism is defined as of tholeiitic affinity, and its differences relative to those from mature magmatic arc and from active continental margins are emphasized.

**Geological setting**

In the eastern portion of the Mantiqueira Province (Fig. 1a), a NE-trending granitic belt is exposed along *ca.* 800km, with 150km average width, referred as Pelotas Batholith in Rio Grande do Sul state (Fragoso Cesar et al., 1980) and as Florianópolis Batholith in Santa Catarina (Silva, 1999). Such granitic belt was formed during the Brasiliano Cycle (650-500 Ma), and comprises large volumes of acid rocks, with subordinate amounts of coeval mafic material, both related to transpressional tectonism.

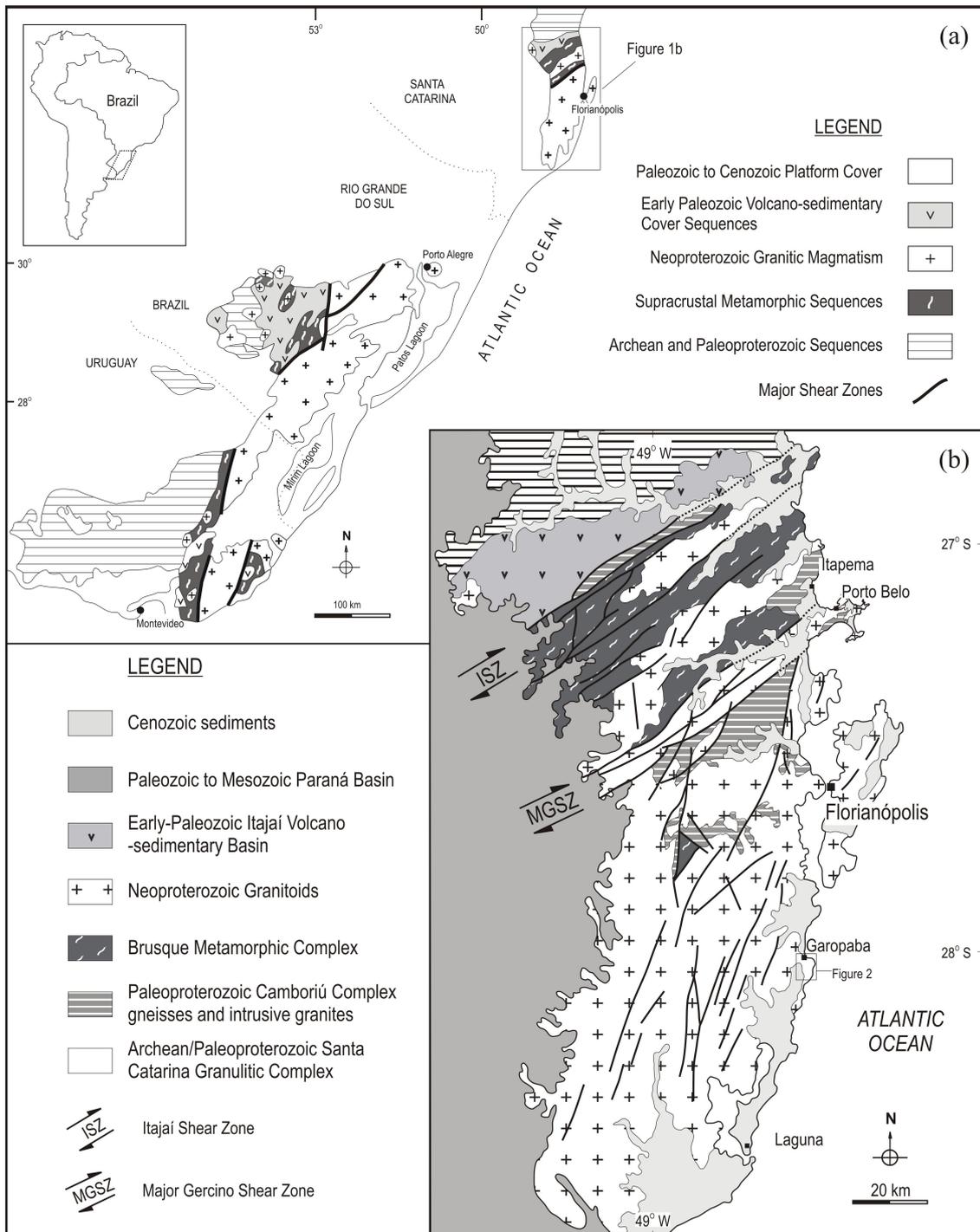


Figure 1. (a) Localization and geological setting of southern Brazil and Uruguay; (b) geological units and main tectonics features in the state of Santa Catarina, Brazil, with indication of the study area.

Magmatism within the granitic belt is interpreted by Bitencourt and Nardi (1993) as formed in post-collisional setting, where it was controlled by lithospheric-scale shear zones near the end of Brasiliano Cycle. Alternatively, the region is interpreted as the roots of a

former magmatic arc (Fernandes et al., 1992) or as part of an ensialic orogen (Basei, 1985), correlated to the Ribeira Belt, farther north (Silva, 1999).

The Catarinense Shield (Fig. 1b) is situated at the northern tip of the granitic belt. Its lithological sequences are crosscut by two major structures, the Itajaí Shear Zone (Silva, 1999) and the Major Gercino Shear Zone (MGSZ - Bitencourt et al., 1989), both being part of the Southern Brazilian Shear Belt, as defined by (Bitencourt and Nardi, 2000). Both structures are NE-trending and have dextral transcurrent kinematics. Granitic terrains to the south of the MGSZ belong to the Florianópolis Batholith, where the main structural trends are NNE.

The study area is located in the region of Garopaba-Paulo Lopes (Fig. 2), where several granitoids belonging to the Florianópolis Batholith are intrusive in Paleoproterozoic gneissic rocks. The eastern part of the area contains mostly the rock types related to the Paulo Lopes Suite, presently studied. Detailed structural studies were performed along the coast, near the town of Garopaba.

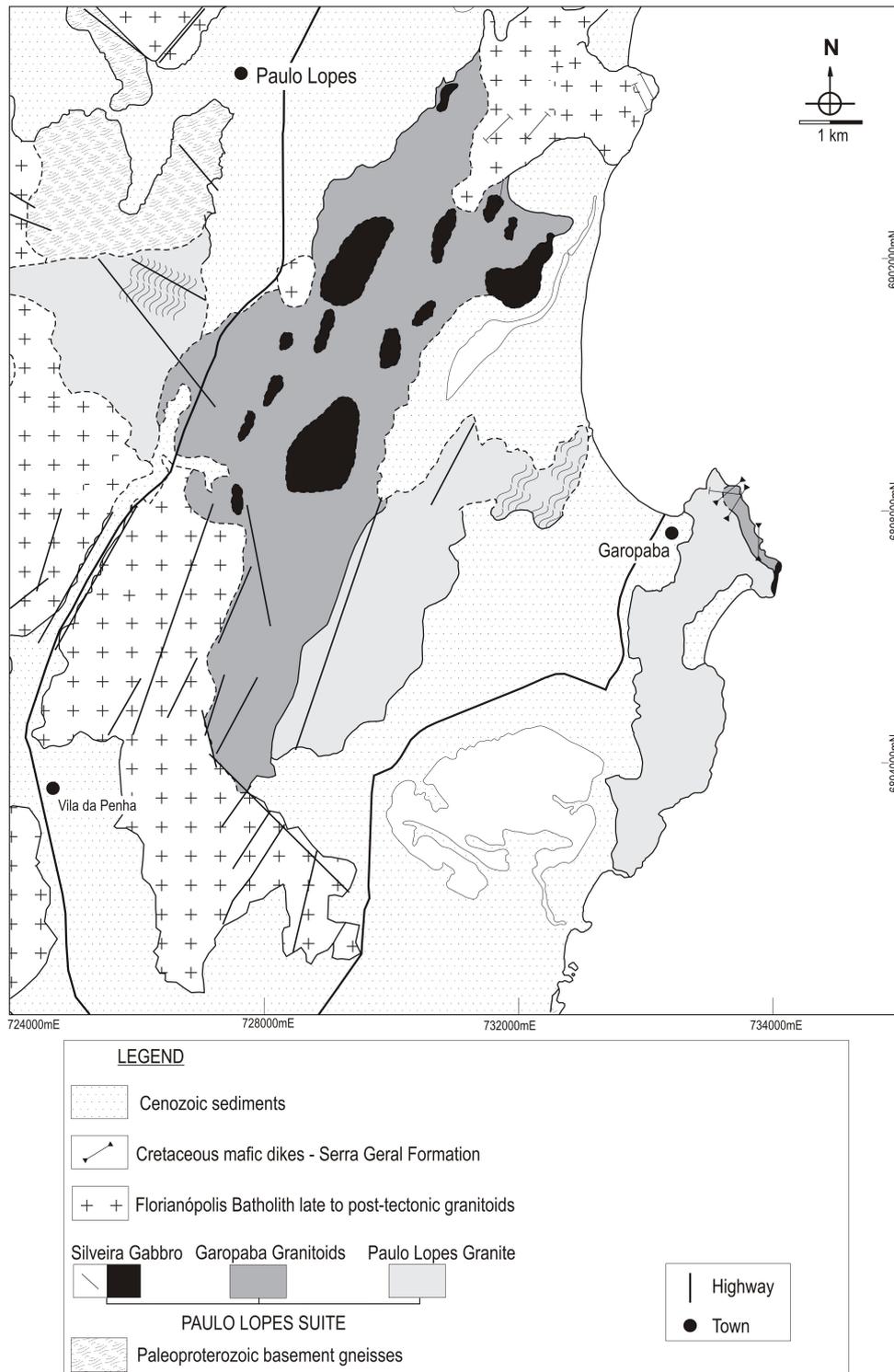


Figure. 2. Geological map of the Garopaba-Paulo Lopes region (modified from UFRGS, 1999).

## **Geology of the Paulo Lopes Suite**

The term Paulo Lopes Intrusive Suite was originally proposed by UFRGS (1999) to encompass three contemporaneous and co-genetic subunits: the Paulo Lopes and Garopaba granitoids, and the Silveira Diorites. This association was formally re-defined by Bitencourt et al. (2006) as the Paulo Lopes Suite, composed by the Paulo Lopes Granite (PLG), the Garopaba Granitoids (GG) and the Silveira Gabbro (SG). The contemporaneous and co-genetic character of subunits within the suite is maintained, and its age bounded by a U-Pb SHRIMP zircon value of  $626 \pm 8$  Ma obtained by Silva et al. (2003) in the Paulo Lopes Granite, interpreted as its crystallization age.

The Paulo Lopes Granite (Fig. 2) comprehends foliated biotite monzogranites and syenogranites of porphyritic texture, where feldspar megacrysts are set in medium to coarse-grained matrix. Allanite, apatite and zircon are the main accessory phases. Cumulatic varieties are locally found, and occasionally form cm-sized autoliths in the Garopaba Granitoids or in the more differentiated rock types of the PLG. Fine- to medium-grained mafic enclaves are commonly observed. Magmatic flow foliation in the Paulo Lopes Granite is well-defined by shape alignment of feldspar megacrysts and biotite flakes, enhanced by schlieren and mafic enclave orientation. Local tiling of feldspar megacrysts is also common. Discrete dextral transcurrent shear zones develop parallel to the magmatic foliation (Fig. 2). Near its contact with the Garopaba Granitoids, the Paulo Lopes Granite is crosscut by abundant aplite-pegmatite injections, either concordant or discordant to the foliation.

In the Garopaba Granitoids, biotite granodiorites to monzogranites are dominant. They have porphyritic texture, with characteristic medium- to coarse-grained, heterogranular matrix, and subordinate amounts of hornblende. Oval-shaped, sometimes mantled, feldspar megacrysts are typical. Several disequilibrium textures are identified in these granitoids, as quartz ocelli and rounded or embayed feldspar xenocrysts. No mylonitic foliation is found in these rocks, and flow foliation is poorly-developed, except in places where interactions with mafic magmas are significant. Mafic microgranular enclaves are widespread, ranging from centimetre to metre size, and generally rounded or elongate shapes. Their maximum/minimum axial ratio is variable, and their partial disaggregation gives rise to schlieren which further enhance the flow foliation, especially near larger

masses of mafic rocks (Fig. 2). Near these large mafic masses, an increase in the amount of mafic enclaves in the granitic rock is observed.

Contacts between the granitic subunits are either intrusive or gradational, given by increase in mafic mineral content and in the ovoid shape of feldspars, together with less differentiated character, grainsize decrease and textural heterogeneity towards the Garopaba Granitoids. On the other hand, the presence of fragments of cumulatic varieties of the Paulo Lopes Granite in the Garopaba Granitoids suggests a short time gap in the crystallization of both magmas.

In its type-section, the Silveira Gabbro, consists of a dyke swarm, with individual dikes having variable thickness (20 a 40 m) and NNE-SSW orientation. Within the main occurrence of the Garopaba Granitoids (Fig. 2), the Silveira Gabbro forms large mafic bodies with up to 2km in diameter, where its composition varies from gabbroic to dioritic (UFRGS, 1999; Bitencourt et al., 2006). Compositional and textural variations in the mafic rocks are attributed to different degrees of mingling with the granitic magmas. Rocks from the dyke swarm are mainly medium- to fine-grained, equigranular basalts, occasionally showing microporphyritic texture. Some mafic dykes have cm-wide chilled margins against the granitic host. The mafic rocks are either massive or exhibit a flow foliation given by the weak alignment of plagioclase, amphibole and biotite.

Contacts between the granitoids and the mafic rocks generally point out to the coexistence of mafic and felsic systems in the magmatic state, but different types of features are developed between the mafic magma and each of the granitic ones. Mafic dykes which intrude the PGL have dominantly straight contacts, but their co-existence with the granitic mush is indicated by the fact that they are crosscut by granitic injections which can be traced into the host, as well as by the presence of mafic bubbles in the granite. The highly differentiated character of granitic injections in the gabbroic dykes suggests that the Paulo Lopes Granite was almost entirely solid by the time the mafic magma was injected. Contacts between the mafic dykes and the Garopaba Granitoids are interfingered, rarely straight, hence their coeval character is more evident. Mafic bodies contained in this granite show irregular contacts, and hybrid liquids are locally formed in their vicinity. Within these hybrid rocks, whose limits with the granitic rocks are difficult to draw, dismembered mafic microgranular enclaves are abundant, and the associated granitic rocks have higher mafic

mineral contents. The interaction between the two liquids is further attested by veins and dykelets projecting from the granite into the mafic rocks, as well as irregular, narrow mafic injections in the felsic rocks.

The Paulo Lopes Intrusive Suite is affected by brittle deformation and associated hydrothermalism resulting in several fractures filled by quartz and chlorite.

### **Petrographic and microstructural aspects**

Petrographic and microstructural data were obtained from sixteen samples of granitoids and 21 samples of the mafic dykes. Modal classification is based on the criteria of Streckeisen (1976) and Le Maitre et al. (2002), using modal proportions obtained by pointcounting, in average 2000 points per thin-section.

The PLS granitoids are generally foliated, porphyritic rocks, each of them showing specific petrographic features which enable their recognition. In the Paulo Lopes Granite, *ca.* 40-60% K-feldspar megacrysts up to 5cm in length, are immerse in medium to coarse-grained matrix composed of feldspars, quartz and biotite. Megacrysts in the Garopaba Granitoids do not exceed 2cm in length, and their size contrast relative to the heterogranular medium- to coarse-grained groundmass, is less pronounced. Allanite, apatite and zircon are found in both granite types, while titanite is restricted to the latter. The occurrence of needle-like apatite is more common in the Garopaba Granitoids.

K-feldspar megacrysts frequently show reactive contacts with the groundmass. Intragranular fractures healed by groundmass material are commonly observed. The PLG feldspars contain *ca.* 25% string or vein perthite, while in the GG a maximum of 10% string perthites is found. Wavy extinction of feldspars is observed in both granitoids, as well as concentrically arranged inclusions of calcic plagioclase and biotite. Some megacrysts in the PLG contain large subgrains, suggestive of high deformation temperatures (cf. Vernon, 2004 p. 326). The progression from old grains to rotation subgrains is rarely found at crystal borders. In the groundmass, crystals are generally xenomorphic, sometimes forming aggregates of equant recrystallized grains.

Plagioclase (An<sub>20-30</sub>) is restricted to the groundmass of the PLG, while in the GG it is more calcic (An<sub>30-44</sub>) and forms regularly zoned, rarely patchy megacrysts. Wavy extinction is more pronounced in the PGL plagioclase crystals, as well as small subgrains at

the borders of larger crystals. Kink bands are common features of plagioclase in both granite types.

Quartz is more abundant in the PLG relative to the GG, and in both granitoids quartz crystals show wavy extinction and subgrains, with subordinate chessboard pattern, indicative of deformation temperatures above 650 °C under medium pressures (Kruhl, 1996). In the PLG, prismatic subgrains are abundant, as well as bulging features which evolve to grain-boundary migration recrystallization, thus generating small recrystallized grains both in the groundmass and at the borders of larger grains. Chessboard pattern subgrains are found in relic larger quartz grains of the PLG. Static recrystallization features are common in the PLG groundmass and rare in the GG.

In the Paulo Lopes Granite, features resulting from recovery and dynamic recrystallization of groundmass quartz and feldspars are widespread, often located in narrow bands which contour megacrysts. Similar features are observed in the Garopaba Granitoids, but in this case, narrow zones of well-aligned groundmass crystals are formed, where dynamic recrystallization features are rare.

Biotite is the main mafic phase in both granitoids of the PLS, forming aggregates of irregular distribution. The Garopaba Granitoids have higher amounts of mafic minerals, and hornblende is found as well, rarely containing relics of clinopyroxene, as reported by Bitencourt et al. (2006). Alteration of mafic aggregates gives rise to epidote, chlorite, opaque minerals and xenomorphic titanite. It is found in both granitoids, although far more intense in the GG.

Disequilibrium features, related to magma mingling (cf. Hibbard, 1995 p. 257) in the Garopaba Granitoids include cellular plagioclase, mantling of K-feldspar by plagioclase and quartz ocelli mantled by biotite or hornblende.

Mafic dykes from the eastern part of the study area (Fig. 2) were described in detail by Florisbal et al. (2005). They contain dominantly fine to medium-grained basalts composed of plagioclase (An<sub>51-60</sub>), orthopyroxene, pigeonite, sub-calcic augite and titanite-augite, partially serpentinized olivine, ferro-hornblende and magnesium hornblende, and reddish biotite. The main accessory mineral is acicular apatite, and subordinately baddeleyite.

Ophitic and subophitic textures are common in the basic rocks, and early-formed pyroxene and plagioclase crystals locally form irregular aggregates or trails. In the medium-grained equigranular varieties which form the center of larger dykes, olivine crystals with reactive borders occur in agglomerates, and early-formed plagioclase crystals have growth lines marked by solid and fluid inclusions. Pigeonite exsolution lamellae in subcalcic augite are observed in the medium- to fine-grained equigranular varieties, as well as a larger volume of mesostasis, where feldspar-quartz intergrowths are abundant. Normal zoning is common in plagioclase from all petrographic varieties, where the outermost zone reaches up to An<sub>32</sub>.

Foliation is poorly-developed in the mafic varieties of the PLS, especially in its type-section area. It is marked by the shape alignment of plagioclase, hornblende and biotite. Tiling of plagioclase laths is common, and some crystals exhibit well-developed kink bands. Microstructures indicative of high-temperature solid-state deformation are described by Bitencourt et al. (2006) for the dioritic rocks found within the main body of the Garopaba Granitoids.

#### **Major and trace element geochemistry**

Based on field and petrographic data, granitoid samples were selected to represent different compositional and textural varieties. Major and trace element were determined at Actlabs, Canada, by ICP/OES and ICP/MS, respectively, after metaborate/tetraborate fusion. A precision better than 2% was obtained for major elements, and better than 10% for trace elements. Analytical procedures followed the classical standards as referred by Jeffery and Hutchison (1981). Analytical results for major and trace elements of the studied granitoids are shown in Table 1 and the REE in Table 2, together with data from basic rocks of this suite, for comparison.

Table 1. Analytic results for major and trace elements from representative samples of the PLS rocks. Oxides in wt%; trace elements in ppm.

Sample	Paulo Lopes Granite								Garopaba Granitoids					Silveira Gabbro							
	GP-20A	GS-5G	GS-7E	GS-18D	GS-18E	GS-25A	GS-26B	GS-26C	GP-23A	GS-14A	GS-16B	GS-22A	GS-27A	GS-4A	GS-5B	GS-5C	GS-5E	GS-5F	GS-7A	GS-7B	
SiO <sub>2</sub>	74.7	71.32	71.33	74.08	69.52	65.35	74.51	71.98	70.93	72.53	73.57	71.72	72.75	51.55	52.2	50.7	49.65	51.47	50.67	52.17	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.91	13.38	13.85	13.37	13.96	15.33	13.80	13.73	13.92	13.54	12.93	13.81	13.56	13.22	12.66	12.6	14.4	13.19	12.83	13.13	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	1.64	2.37	2.33	1.22	3.20	4.21	1.12	2.48	3.01	2.78	2.44	2.78	2.13	12.59	14.5	14.6	12.87	14.4	13.26	12.77	
MnO	0.032	0.038	0.063	0.029	0.059	0.083	0.033	0.044	0.051	0.049	0.039	0.048	0.033	0.166	1.21	0.196	0.173	0.192	0.186	0.158	
MgO	0.19	0.4	0.61	0.15	0.83	1.30	0.10	0.3	0.33	0.26	0.23	0.33	0.20	4.39	3.47	4.04	4.2	4.23	4.0	4.03	
CaO	1.09	0.88	1.32	0.55	1.90	2.79	1.12	1.37	1.80	1.64	1.48	1.76	1.34	7.75	6.82	7.8	8.92	8.01	8.03	7.6	
Na <sub>2</sub> O	2.58	3.38	2.66	2.78	2.59	2.99	3.39	2.22	3.33	3.11	3.06	3.42	3.15	2.88	2.89	2.83	2.91	2.97	2.77	2.87	
K <sub>2</sub> O	5.72	5.33	5.88	6.63	5.37	5.64	5.17	6.28	4.95	5.00	4.77	4.82	5.31	1.76	2.0	1.78	1.38	1.69	1.65	1.92	
TiO <sub>2</sub>	0.154	0.297	0.422	0.101	0.516	0.765	0.111	0.3	0.285	0.254	0.218	0.273	0.211	3.65	3.48	3.71	3.81	3.59	4.13	3.93	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.1	0.12	0.03	0.16	0.29	0.03	0.09	0.08	0.06	0.06	0.08	0.06	0.49	0.53	0.47	0.32	0.47	0.59	0.6	
L.O.I.	0.83	2.25	1.07	0.84	1.43	1.00	0.68	0.83	1.14	0.88	0.85	0.92	0.92	1.77	1.47	0.39	0.76	0.316	1.53	1.28	
Total	99.9	99.75	99.65	99.76	99.65	99.74	100.05	99.61	99.83	100.11	99.63	99.96	99.67	100.2	100.3	99.04	99.47	100.5	99.66	100.4	
Ba	210.0	456.0	857.0	165.0	839.0	1070.0	253.0	665.0	949.0	1090.0	919.0	905.0	949.0	586.0	592.0	529.0	430.0	538.0	617.0	682.0	
Rb	306.0	337.0	323.0	422.0	314.0	335.0	279.0	285.0	148.0	158.0	155.0	279.0	184.0	53.0	62.0	52.0	31.0	43.0	31.0	36.0	
Sr	58.0	145.0	193.0	52.0	190.0	366.0	67.0	106.0	129.0	122.0	112.0	67.0	104.0	722.0	459.0	473.0	674.0	514.0	745.0	808.0	
Cs	5.2	5.0	11.0	5.3	10.5	14.2	6.1	15.3	2.9	8.2	6.0	3.0	5.8	2.4	3.6	1.6	0.7	1.2	1.2	1.3	
Ga	17.0	18.0	21.0	17.0	24.0	20.0	21.0	18.0	19.0	18.0	18.0	19.0	18.0	26.0	26.0	25.0	24.0	25.0	27.0	25.0	
Ta	1.3	2.2	2.0	0.8	2.0	3.7	1.3	0.6	0.9	0.8	0.8	0.9	0.9	1.9	2.0	1.8	1.4	1.8	2.2	2.2	
Hf	3.6	3.2	8.0	3.3	8.2	10.2	4.6	5.0	6.4	6.6	6.5	6.6	6.4	7.5	7.8	7.0	5.3	6.8	8.5	8.5	
Nb	10.0	14.0	21.0	9.0	21.0	35.0	21.0	7.0	11.0	13.0	14.0	21.0	14.0	28.0	29.0	24.0	18.0	24.0	31.0	29.0	
Zr	102.0	87.0	260.0	75.0	263.0	364.0	121.0	174.0	214.0	212.0	214.0	121.0	193.0	284.0	302.0	264.0	193.0	258.0	319.0	326.0	
Y	30.0	46.0	27.0	34.0	26.0	126.0	29.0	12.0	40.0	38.0	36.0	29.0	38.0	33.0	42.0	39.0	28.0	36.0	37.0	37.0	
Th	45.1	21.2	41.7	27.0	38.3	25.9	27.3	18.5	18.2	17.8	17.5	18.5	19.3	4.5	5.8	5.2	3.8	4.7	5.2	5.3	
U	9.9	11.9	10.1	17.8	10.0	6.2	23.5	2.0	3.0	3.2	3.0	3.5	4.2	1.0	1.5	1.3	1.0	1.1	1.1	1.1	
V	6.0	7.0	41.0	0.0	46.4	68.0	2.5	16.0	8.0	8.0	7.0	11.0	7.0	332.0	406.0	489.0	516.0	460.0	360.0	307.0	
Co	1.0	7.0	3.0	2.0	7.0	9.0	0.5	2.0	3.0	2.0	2.0	3.0	1.0	38.0	34.0	38.0	37.0	38.0	37.0	34.0	

Table 2. Analytic results for rare earth elements (ppm) from representative samples of the PLS rocks.

Sample	Paulo Lopes Granite								Garopaba Granitoids						Silveira Gabbro					
	GP-20A	GS-5G	GS-7E	GS-18D	GS-18E	GS-25A	GS-26B	GS-26C	GS-14A	GS-16B	GS-22A	GS-27A	GS-4A	GS-5B	GS-5C	GS-5E	GS-5F	GS-7A	GS-7B	
La	32.8	31.4	79.3	22.5	74.4	83.70	18.60	81.20	57.30	69.20	56.00	54.90	56.60	39.70	42.80	36.40	27.20	35.40	45.30	46.90
Ce	81.5	69.6	162.00	48.9	151.00	175.00	37.30	176.00	119.00	137.00	114.00	110.00	117.00	85.20	91.10	78.60	59.60	78.10	97.90	100.00
Nd	38.3	33.4	67.6	28.7	62.6	81.70	18.00	69.80	47.40	56.40	48.00	46.10	48.90	45.10	49.00	41.60	32.00	41.30	52.90	51.90
Sm	8.5	7.8	11.9	6.9	11.2	17.20	3.80	10.8	9.30	10.60	9.40	9.00	9.60	10.10	10.80	9.70	7.30	9.10	11.50	11.60
Eu	0.55	0.89	1.44	0.43	1.42	2.26	0.58	1.11	1.33	1.45	1.22	1.29	1.25	3.37	3.26	2.98	2.65	2.98	3.75	3.80
Gd	6.7	6.9	8.2	6.00	7.9	16.10	3.70	6.60	7.50	8.90	8.00	7.70	8.30	9.70	9.80	8.80	6.70	8.70	10.90	10.80
Tb	1.00	1.3	1.1	1.00	1.0	3.00	0.70	0.70	1.20	1.30	1.20	1.20	1.30	1.40	1.60	1.40	1.00	1.30	1.60	1.60
Dy	5.2	7.3	5.0	6.00	4.7	18.60	3.90	3.00	6.60	7.20	6.70	6.70	7.20	7.30	8.40	7.60	5.70	7.30	8.10	8.20
Ho	0.9	1.4	0.8	1.1	0.8	4.00	0.90	0.40	1.30	1.40	1.20	1.30	1.40	1.30	1.50	1.40	1.00	1.30	1.40	1.40
Er	2.6	4.3	2.4	3.3	2.3	13.30	3.00	1.00	3.80	4.00	3.80	3.90	4.30	3.30	4.20	3.80	2.90	3.70	3.70	3.60
Yb	2.5	4.3	2.0	2.9	2.0	11.30	3.40	0.60	3.70	3.50	3.40	3.60	3.80	2.60	3.60	3.20	2.50	3.10	2.90	3.00
Lu	0.35	0.59	0.27	0.39	0.27	1.58	0.52	0.09	0.51	0.51	0.49	0.52	0.54	0.35	0.52	0.46	0.35	0.45	0.39	0.41

The Paulo Lopes Suite granitoids are metaluminous to slightly peraluminous, with A/CNK values around 0.9 to 1.1. The average silica content is 70 to 74 wt%, and the (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) content is around 8 to 9 wt%. The high alkali contents are similar to those of silica-saturated alkaline series post-collisional or withinplate granitoids. The average K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio is 2.2 in the Paulo Lopes Granite, and 1.67 in the Garopaba Granitoids (Fig. 3). The major element content of both is compatible with those of rocks related to the shoshonitic series, but the relatively low Sr contents, 100 to 200 ppm, indicates that the studied granitoids do not belong to this series.

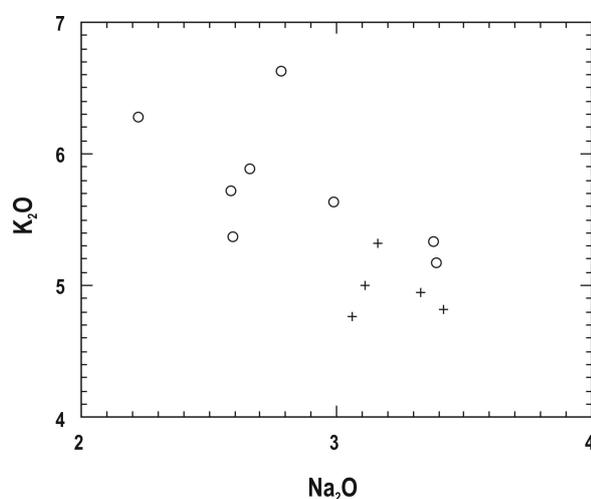


Figure 3 - K<sub>2</sub>O concentration variation relative to Na<sub>2</sub>O concentration illustrating the high alkali contents of the studied granitoids, similar to those of silica-saturated, alkaline series, post-collisional or withinplate granitoids. Open circles - Paulo Lopes Granite, crosses - Garopaba Granitoids.

According to the criteria suggested by Brown et al. (1984) and Peacock (1931), the Paulo Lopes Granite is of calc-alkaline affinity, whilst the Garopaba Granitoids resemble the metaluminous granites of alkaline series (Nardi, 1991) or A-type granites. There is an increase of alkali elements relative to calcium from the Paulo Lopes to the Garopaba granitoids (Fig. 4). The Paulo Lopes Granite is similar to those of active continental margins and the Garopaba Granitoids to those of withinplate settings.

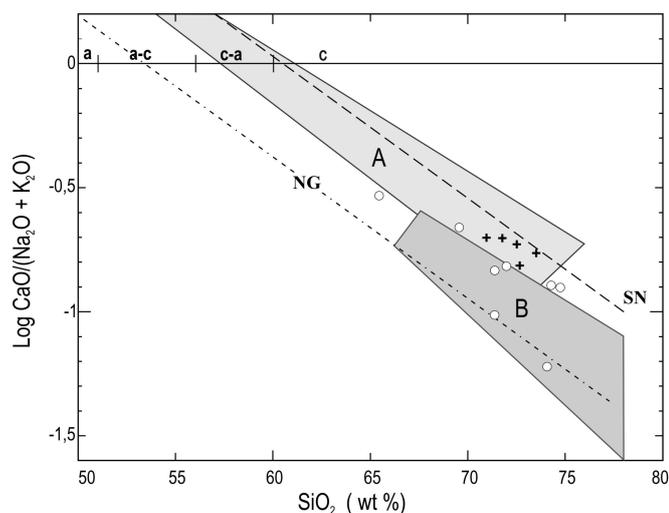


Figure 4 - Calcalkaline parameters for felsic rocks of the Paulo Lopes Suite showing the increase of alkali elements relative to calcium from the Paulo Lopes to the Garopaba granitoids. SN - trend of Sierra Nevada granitoids; NG - trend of New Guinea continental arc rocks; field A - magmatic arc andesites and rhyolites, from Brown (1981); field B - metaluminous alkaline granitoids, from Nardi (1992). Symbols as in figure 3.

Different  $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}}+\text{MgO})$  ratios are found in the studied granitoids, varying from 0.78, in the Paulo Lopes Granite, to 0.9 in the Garopaba Granitoids, the latter value being similar to the ones found in granitoids of alkaline affinity or A-type granitoids (Whalen et al., 1987). In the classification proposed by Frost et al. (2001), both granite types are ferroan and plot in the common field of A-type and Cordilleran I-type granitoids. The relation  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$  is similar in both granite types, around 2.6, and compared to some major and trace elements, as done by Whalen et al. (1987), indicate that the studied granitoids plot near the border of the A-type granite field.

Compatible element distribution patterns, as Fe, Al, Mg, Ca, P and Ti against  $\text{SiO}_2$  exhibit hyperbolic trends for the Paulo Lopes Granite, suggestive of a magmatic evolution through fractionation of mafic minerals (biotite  $\pm$  amphibole), plagioclase and apatite. The Garopaba Granitoids, in turn, have a narrower compositional range and does not form well-defined trends; although their distribution is close to the one shown by the Paulo Lopes Granite.

Intermediate values of Zr (200 ppm) e low Nb (10-15ppm) contents suggest, for the GG, mantle sources contaminated by crustal melts. For equivalent values of Nb, the Zr

contents in the PLG are low (100ppm), pointing towards an increasing crustal contribution. Rb contents are variable, and for the same range of differentiation the Paulo Lopes Granite shows twice as much Rb than the Garopaba Granitoids.

Discriminant diagrams, as Rb vs (Y+Nb) (Pearce, 1996) and Rb/30 vs Hf vs Nb/4 (Harris et al., 1986), respectively shown in figures 5 and 6, indicate that the sources of the studied granitoids are related to post-collisional settings. The composition of the Garopaba Granitoids is closer to the ones of magmatic arc, while the Paulo Lopes Granite samples spread towards the field of syn-collisional granites.

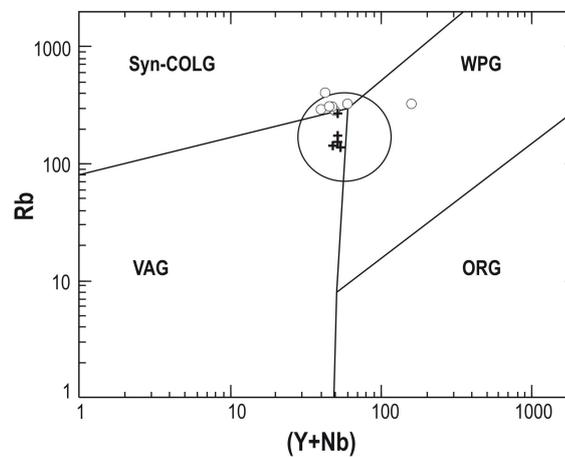


Figure 5 - Paulo Lopes Suite granite samples plotted in the discriminant diagram of Pearce et al. (1984), indicating sources of the studied granitoids as related to post-collisional settings. Symbols as in figure 3.

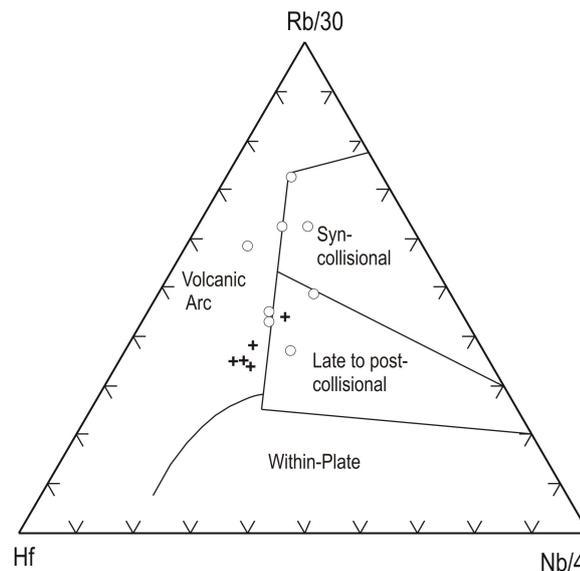


Figure 6 - Trace-element contents for the Paulo Lopes Suite granites indicating sources related to post-collisional settings. The Garopaba Granitoids composition is closer to magmatic arc ones, while the Paulo Lopes Granite samples spread towards the field of syn-collisional granites. Symbols as in figure 3.

REE patterns normalized against C1 chondritic values (Evensen et al., 1978) (Fig. 7) reveal relatively high REE contents in both granite types, similar to the ones observed in alkaline series or within-plate granitoids. They show moderate fractionation of rare earth elements, with higher  $La_N/Yb_N$  ratios (20 to 25) found in the Paulo Lopes Granite, and lower (10 to 13) in the Garopaba Granitoids. Negative Eu anomalies are well-developed, with values of 2.5 for  $(Eu^*/Eu)$  ratios that indicate strong fractionation of feldspar during magmatic evolution. The REE pattern is similar for both granite types, suggesting similar sources and genetic processes.

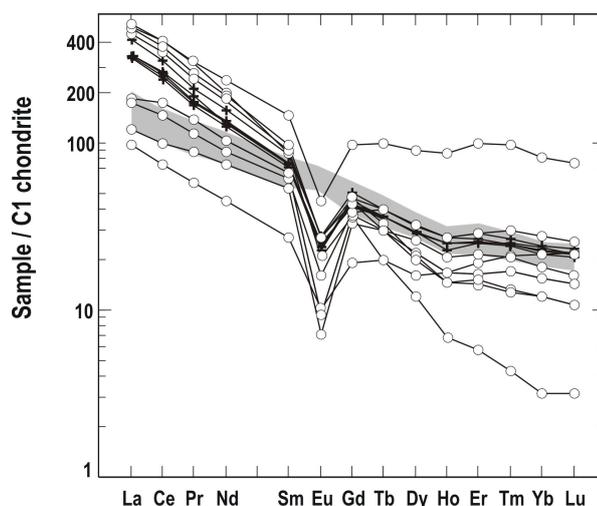


Figure 7 - REE patterns for the Paulo Lopes Suite rocks normalized by the C1 chondritic values of Evensen et al. (1978). Open circles - Paulo Lopes Granite, crosses - Garopaba Granitoids, grey field - Silveira Gabbro.

Spidergrams normalized by ORG (Ocean Ridge Granites) values of Pearce et al. (1984) show that the granitoids of the Paulo Lopes Suite have HFSE concentrations similar to those of mature magmatic arc and syn-collisional granites (Fig. 8). Rb and Th contents are similar to those of syn-collisional granites, and their negative Nb and Ta anomalies suggest a genetic relation with mantle sources previously modified by subduction-related metasomatism.

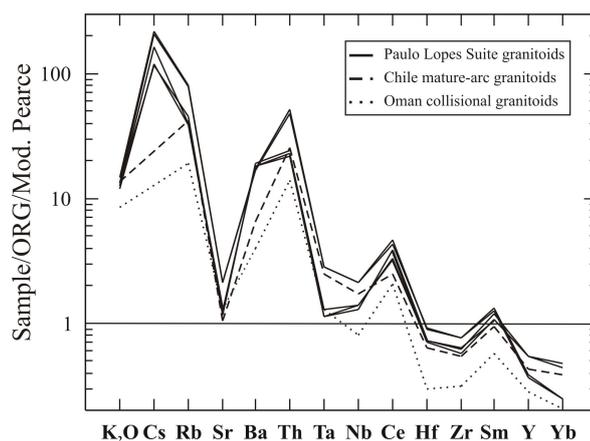


Figure 8 - Spidergram normalized by values from Pearce et al. (1984) for the PLS granitic rocks.

The Silveira Gabbro, as described by Florisbal et al. (2005), has the composition of a sub-alkaline tholeiitic basalt and is quite similar to the high-Ti-P basalts from the Cretaceous Paraná basin. The relatively low  $\text{Al}_2\text{O}_3$  contents (12-14wt%) together with  $\text{K}_2\text{O}$  around 1.8 wt% and high  $\text{FeO}^1/(\text{FeO}^t + \text{MgO})$  ratios, are indicative of the high-K tholeiitic affinity of these rocks according to the criteria of Le Maitre et al. (2002). Spidergrams for the Silveira Gabbro indicate that its sources are similar to those of OIB (Ocean Island Basalts), *i.e.*, sources modified by previous subduction. Furthermore, the values of Zr/Nb, La/Nb, Ba/Nb, Ba/La, and Rb/Nb ratios indicate that such OIB source would be similar to EMI sources, as pointed out by Weaver (1991). The high contents of Nb (20-30 ppm) in the basic rocks are similar to the ones found in continental basalts, and rule out the possibility of these rocks being generated in a magmatic arc environment. Sr values (400-500 ppm) are also similar to the ones found in continental tholeiitic magmas. Their low contents of MgO (3.60 to 4.50 wt %), Ni (22 to 60 ppm) and Cr (18 to 60 ppm), together with the homogeneous composition of their olivines ( $\text{Fo} < 20$ ), are taken as evidence of the highly evolved character of their parental magmas.

The REE fractionation patterns, high LILE contents, and negative Nb- and Ta-anomalies found in the basic rocks of the Paulo Lopes Suite are similar to the ones observed in the continental flood basalts of the Serra Geral Formation (Paraná Basin). Such characteristics, taken together with the high Th, Rb, Ba and Cs contents of the studied rocks, are suggestive of sources previously modified by subduction.

Zircon crystallization temperatures obtained from the solubility curves of Watson and Harrison (1983) indicate values around  $800^\circ\text{C}$  for the Garopaba Granitoids and between  $732^\circ\text{C}$  and  $826^\circ\text{C}$  for the Paulo Lopes Granite. The wide temperature interval obtained for the Paulo Lopes Granite reflects its compositional variation, as Zr contents decrease with increasing differentiation.

### **Isotope geochemistry**

Whole-rock isotope determinations were carried out at the Isotope Geology Laboratory (Universidade Federal do Rio Grande do Sul) using a thermal ionisation mass spectrometer with a VG Sector 54 multicollector mass spectrometer operating at static mode for analyses of Sm, Nd and Sr, and ICP-MS for analyses of Rb and Pb. The analysed samples are considered as representative of magmatic liquids. Sr and Nd

isotope values (Table 3) were recalculated for a crystallization age of 620 Ma, the age value obtained by Silva et al. (2003) for the Paulo Lopes Granite. The Pb isotopic values are show in the Table 4.

Table 3. Sr and Nd isotopic data for the PLS rocks

Sample	Rb (ppm)	Sr (ppm)	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	SE %	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <sub>(t=0)</sub>	Sm (ppm)	Nd (ppm)	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sub>(t=0)</sub>	SE (ppm)	Epsilon Nd (t=0)	T DM***	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sub>(t=620 My)</sub>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	SE (ppm)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	SE (ppm)	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	SE (ppm)
<i>Silveira Gabbro</i>																				
GS-4A	100,67	725,07	0,40419436	0,7099253	5,82E-05	0,706525	8,00	37,60	0,129132	0,512488	14	-2,90	1001	0,511989	18,53999	0,00575	15,61533	0,00610	38,62508	0,00770
GS-5B	35,00	384,00	0,26386719	0,70829286	6,53E-05	0,706073	8,00	38,40	0,126728	0,512486	12	-3,00	978	0,511996	18,54595	0,01755	15,61461	0,01634	38,65353	0,01509
GS-5C	54,98	483,63	0,33090354	0,7080229	5,80E-05	0,705239	7,10	33,80	0,127854	0,512492	11	-2,80	980	0,511998	18,37892	0,00894	15,60114	0,01173	38,53464	0,00826
GS-5E	14,00	605,00	0,06699174	0,70620838	3,62E-05	0,705645	5,40	25,30	0,129041	0,512477	12	-3,10	1019	0,511979	18,40290	0,00880	15,60201	0,00854	38,60202	0,00196
GS-5F	22,00	445,00	0,1431236	0,70844365	7,99E-05	0,707240	7,05	33,29	0,12808313	0,51245854	8	-3,50	1040	0,511963	18,08151	0,00821	15,55272	0,00712	38,43448	0,00758
GS-7A	6,00	631,00	0,02752773	0,7070025	5,07E-05	0,706771	9,00	42,90	0,12687866	0,51245526	19	-3,56	1032	0,511965	17,85970	0,01509	15,53137	0,01576	38,28935	0,01543
GS-7B	46,78	804,06	0,16933279	0,70658235	5,79E-05	0,705158	9,00	42,80	0,126424	0,512459	22	-3,50	1021	0,511970	18,27956	0,00629	15,59413	0,00250	38,42620	0,00410
GS-05I	45,00	491,00	0,26532587	0,70668191	8,69E-05	0,704450	7,30	34,80	0,126939	0,512353	10	-5,60	1207	0,511862	18,29696	0,00997	15,59923	0,01179	38,44562	0,01215
GS-05H	45,00	448,00	0,29079241	0,71720111	1,32E-04	0,706147	6,92	33,03	0,12665945	0,51244561	14	-3,75	1046	0,511956	18,61585	0,03924	15,65514	0,03841	38,63833	0,03562
GS-18A	55,28	466,88	0,34464912	0,70731942	1,01E-04	0,704420	7,90	37,41	0,12767465	0,51245913	13	-3,49	1034	0,511966	18,38498	0,01214	15,60945	0,01514	38,54681	0,01573
GS-11A	45,79	514,24	0,25915793	0,70652355	9,41E-05	0,704343	7,21	34,55	0,12612469	0,51245358	13	-3,60	1026	0,511966	18,39483	0,00937	15,60208	0,01037	38,62514	0,01104
<i>Garopaba Granitoids</i>																				
GS-16B	145,33	114,49	3,70750853	0,74294823	1,52E-04	0,711756	7,22	38,99	0,11195223	0,51205778	14	-11,32	1467	0,511625	19,13526	0,00446	15,71976	0,00481	39,78254	0,00497
GP-22A	166,85	136,32	3,57297127	0,73760142	2,34E-04	0,707541	6,75	35,86	0,11380923	0,51208364	13	-10,81	1455	0,511644	19,11092	0,00590	15,71389	0,00663	39,60857	0,00752
<i>Paulo Lopes Granite</i>																				
GS-07E	378,883921	190,971497	5,8078875	0,76635605	2,83E-04	0,717493	7,71	53,69	0,08677272	0,5118928	14	-14,54	1375	0,511557	19,72535	0,00348	15,77436	0,00329	39,95444	0,00223
GS-18E	431,11195	202,556892	6,22188787	0,75213354	3,55E-04	0,700723	8,44	49,90	0,10229668	0,51197196	14	-12,99	1457	0,511576	19,45195	0,00573	15,75334	0,00661	39,62726	0,00656
GP-25A	335	366	2,64979508	0,73509141	9,11E-05	0,712798	12,82	63,46	0,12212214	0,51202918	13	-11,88	1676	0,511557	19,21016	0,00286	15,74917	0,00309	39,37369	0,00426

Table 4. Pb isotopic data for the PLS rocks

Sample	$^{206}\text{Pb}/$ $^{204}\text{Pb}$	SE (ppm)	$^{207}\text{Pb}/$ $^{204}\text{Pb}$	SE (ppm)	$^{208}\text{Pb}/$ $^{204}\text{Pb}$	SE (ppm)
<i>Silveira Gabbro</i>						
GS-4A	18,53999	0,00575	15,61533	0,00610	38,62508	0,00770
GS-5B	18,54595	0,01755	15,61461	0,01634	38,65353	0,01509
GS-5C	18,37892	0,00894	15,60114	0,01173	38,53464	0,00826
GS-5E	18,40290	0,00880	15,60201	0,00854	38,60202	0,00196
GS-5F	18,08151	0,00821	15,55272	0,00712	38,43448	0,00758
GS-7A	17,85970	0,01509	15,53137	0,01576	38,28935	0,01543
GS-7B	18,27956	0,00629	15,59413	0,00250	38,42620	0,00410
GS-05I	18,29696	0,00997	15,59923	0,01179	38,44562	0,01215
GS-05H	18,61585	0,03924	15,65514	0,03841	38,63833	0,03562
GS-18A	18,38498	0,01214	15,60945	0,01514	38,54681	0,01573
GS-11A	18,39483	0,00937	15,60208	0,01037	38,62514	0,01104
<i>Garopaba Granitoids</i>						
GS-16B	19,13526	0,00446	15,71976	0,00481	39,78254	0,00497
GP-22A	19,11092	0,00590	15,71389	0,00663	39,60857	0,00752
<i>Paulo Lopes Granite</i>						
GS-07E	19,72535	0,00348	15,77436	0,00329	39,95444	0,00223
GS-18E	19,45195	0,00573	15,75334	0,00661	39,62726	0,00656
GP-25A	19,21016	0,00286	15,74917	0,00309	39,37369	0,00426

In the basic rocks,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t=620\text{Ma})}$  ratios display narrow variation ranges ( $0.706 \pm 0.001$ ) while wider ranges are obtained in the Paulo Lopes Granite (0.712 to 0.717) and in the Garopaba Granitoids (0.707 to 0.711). The  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t=620\text{Ma})}$  ratios are approximately constant in each studied rock type, 0.5119 for the basic rocks, 0.5115 for the Paulo Lopes Granite, and 0.5116 for the Garopaba Granitoids.  $T_{\text{DM}}$  values range from 978 to 1045 Ma in the basic rocks, and from 1455 to 1676 Ma in the granitoids.

On a  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  diagram (Fig. 9), the basic rocks plot near the OIB (ocean island basalts) field, in agreement with previous observations of Florisbal et al. (2005), based on the study of trace elements. The diagram also suggests the presence of mantle sources enriched in incompatible elements due to metasomatic processes. The studied basic rocks have isotopic compositions similar to the Walvis Ridge basalts, to which Weaver (1991) attributed EMI-type OIB sources.

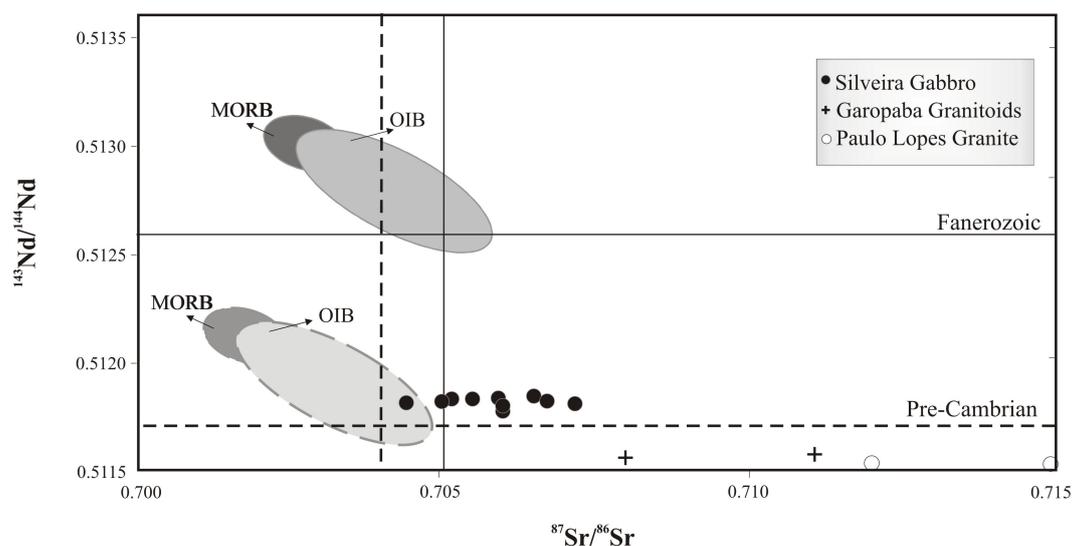


Figure 9 - Isotopic composition of Sr and Nd ( $t=620$  Ma) for the Paulo Lopes Suite samples. MORB and OIB fields from Zindler and Hart (1986); references lines of BSE for Phanerozoic (full line) and Pre-Cambrian (dashed line) from Faure (1986).

In spite of the variable  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios found in the Silveira Gabbro rocks, no increase of radiogenic Sr proportional to differentiation is present, which indicates that magmatic differentiation, in this case, does not result from progressive contamination processes. In the granitoids of the suite, and especially in the Paulo Lopes Granite, the increase of radiogenic Sr ratios may indicate a more significant contribution of crustal contamination in the origin of these magmas.

Isotopic ratios for the Pb/Pb system are variable in the basic rocks and approximately constant in the granitoids, as follows: (i)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios of 17.8 to 18.3 in the basic rocks, and 19.1 to 19.7 in the granitoids; (ii)  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios of 15.5 to 15.6 in the basic rocks, 15.7 in the Garopaba Granitoids, and between 15.74 and 15.77 in the Paulo Lopes Granite; (iii)  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios of 38.4 to 38.6 in the basic rocks, 39.7 in the Garopaba Granitoids, and between 39.4 and 39.9 in the Paulo Lopes Granite.

The different behaviour displayed by the Sm-Nd and Rb-Sr systems in the basic rocks, as well as their high Pb-Pb ratios, point towards processes of selective diffusion of some mobile elements, such as U, Th and Rb during magmatic crystallization and magma mingling events. The wide dispersion of radiogenic Sr, for constant Nd values, observed in the basic rocks illustrates the Sr-Nd decoupling, which may be interpreted as due to selective diffusion resulting from the magma mingling processes, mixture of a depleted mantle and a mixture of mantle derived and slab derived melts or a

chromatographic process that occurs during the percolation of a metasomatic agent through the mantle as referred in Conceição et al. (2005).

Pb isotope composition displays well-defined linear trends for  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Fig. 10), which are consistent with the genesis of granitic magmas resulting from the interaction of crustal materials and basic magmas. Samples of the Garopaba Granitoids are slightly shifted from the main trend for the relation between  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios (Fig. 11), which reflects that of U and Th. This may indicate interaction between basic magmas with crustal materials of different Th contents. The position of basic rocks in both diagrams reinforces the presence of OIB-type sources, as well as of crustal contamination processes taking place during magma mingling.

Pb isotope compositions for the basic rocks define linear trends sub-parallel to the NHRL (Northern Hemisphere Reference Line - Hart, 1984). The steeper slope relative to NHRL may reflect a Paleoproterozoic mantle source, which is suggested also by the  $T_{\text{DM}}$  values of 978 to 1,045 Ma. The relatively high values for Pb-Pb isotope ratios may have resulted from selective diffusion taking place during magma mingling processes.

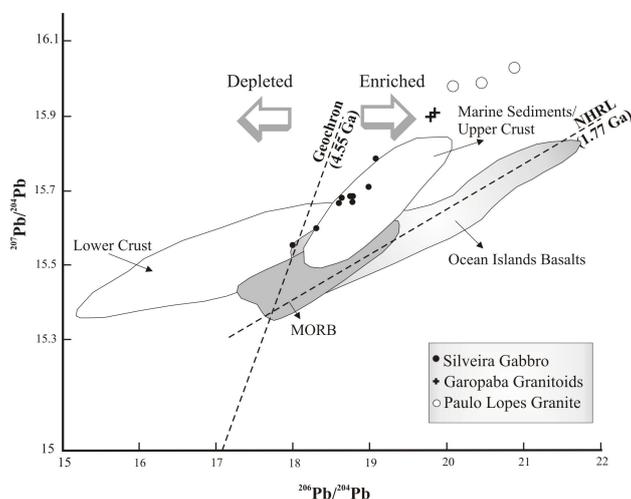


Figure 10 - Isotopic correlation diagram for  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  of the PLS samples, showing the NHRL position. Compositional fields for upper and lower crust, MORB and OIB are from White (2005).

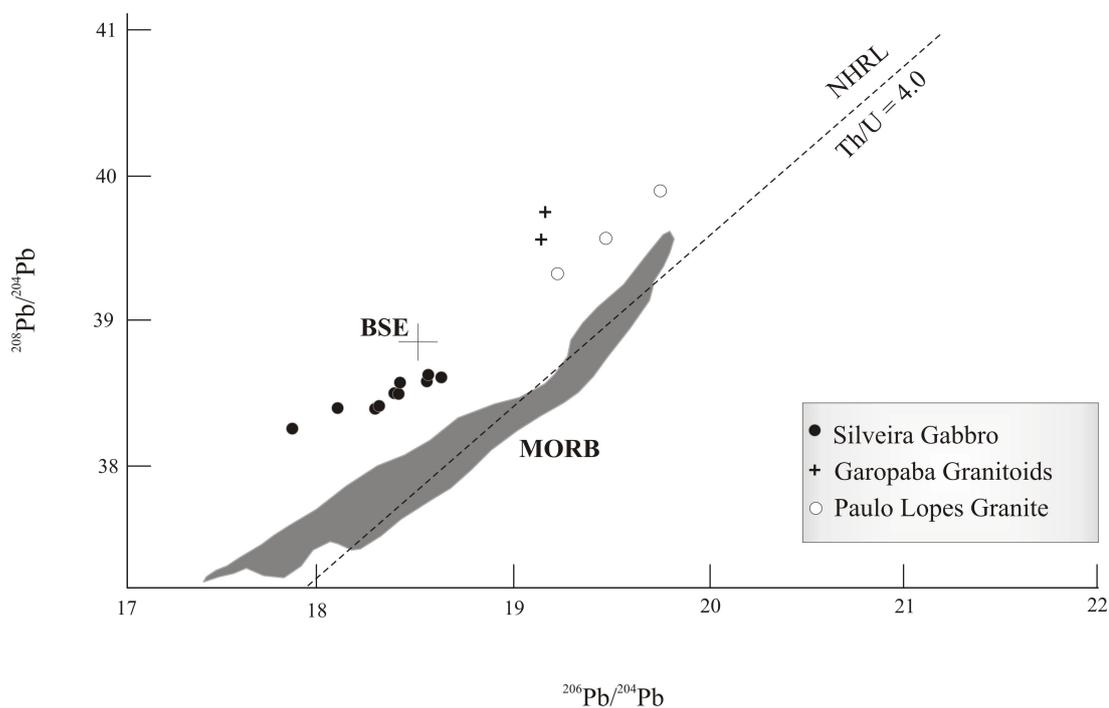


Figure 11 Isotopic- correlation diagram for  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  of the PLS samples, showing the NHRL position with  $\text{Th}/\text{U} = 4.0$ . The BSE value is from Allegre et al. (1988) and the MORB field is from White (2005).

It is not possible to attribute the coherent variation of Sr-Nd-Pb isotope systems in the basic rocks to partial melting of homogeneous mantle sources. Instead, such variation points to sources modified by previous subduction (OIB) and LREE-enriched lithospheric mantle.

### The origin of granitic magmas

In the Paulo Lopes and Garopaba granitoids, several features indicate their interaction with a coeval mafic magma now represented by the Silveira Gabbro and cogenetic dykes: significant presence of mafic microgranular enclaves, disequilibrium-related textures, mainly in the Garopaba Granitoids, quartz ocelli, rounded, ovoid or embayed feldspar xenocrysts, sometimes mantled by plagioclase, and relics of pyroxene. Additionally, the amount of mafic enclaves and schlieren in the granitoids increases in the vicinity of large masses of coeval mafic rocks. The contemporaneous character and interaction of basic and granitic materials in the magmatic stage thus established suggest a

genetic link between them, as far as sources are concerned, and leads to conclude that the role of basic magmas is not restricted to heat input to promote partial melting of the crust.

Compositional features of both granite types, such as their relatively high  $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}}+\text{MgO})$  ratios and alkali contents, high REE contents and  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$  ratios, are similar to those of A-type magmas, and are different from those observed in granitoids resulting from partial melting of the crust in continental or oceanic arc environments.

The Paulo Lopes Granite may be correlated to KCG (porphyritic high-K calc-alkaline granitoids), and the Garopaba Granitoids to ACG (amphibole-rich calc-alkaline granitoids), as defined by Barbarin (1999). The distinction between the two types is essentially geochemical; both have similar contents of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{Na}_2\text{O}$ , but the KCG have higher  $\text{K}_2\text{O}$  contents and lower  $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}}+\text{MgO})$  ratios, while the ACG higher amounts of  $\text{CaO}$  and higher  $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}}+\text{MgO})$  ratios. Both are interpreted as mixed source granitoids. Furthermore, the author relates KCG-type with Caledonian I-type granitoids and ACG-type with Pitcher's (1983) andinotype granitoids. According to the same author, KCG-type, high-K calc-alkaline granites and granodiorites are common in several geotectonic environments, and indicate a transition of tectonic regimes, rather than a specific tectonic regime. According to Bonin (1990), KCG-type granitoids would form during the crustal relaxation period that separates peaks in a collisional event, and would represent the transition from a compressive to an extensional regime. KCG granitoids are thus correlated to orogenic belts, mainly to late-collisional periods, where they are found in association with PAG-(alkaline and peralkaline granites) and ACG-types.

The geochemical behaviour of the Paulo Lopes Suite granitoids in discriminant diagrams for tectonic settings (Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986) is interpreted as resultant from the stronger influence of crustal materials in the Paulo Lopes Granite, which approximates it from typical syncollisional granites, while the Garopaba Granitoids represent magmas of tholeiitic derivation, with lesser influence of crustal components.

The compositional coherence for major and trace element in the granitoids and associated basic rocks, taken together with their coeval character, suggests that the granitic and basic magmatisms are co-genetic, and a stronger participation of crustal sources is admitted for the Paulo Lopes Granite. The isotopic data for Rb-Sr, Sm-Nd and Pb-Pb systems are concurrent with a genetic link between granitic and basic magmas, and point

towards the involvement of crustal sources richer in Th for the generation of the Garopaba Granitoids. The similar composition of the studied basic magmatism with the ones described in Walvis Ridge and in the Paraná Basin (Wilson, 1989; Ernesto et al., 2002) confirms the tholeiitic character of the Paulo Lopes Suite, and points to a compositional similarity of its sources to the ones involved in the Paraná Basin-type continental tholeiitic magmatism.

In the Paulo Lopes Granite, the contribution of crustal melts is more significant, as indicated by higher contents of K<sub>2</sub>O, Cs, Th and Rb, and lower amounts of Zr, Nb and Ta, as well as higher values of initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb and <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb ratios, and negative εNd<sub>(t=620Ma)</sub> (-5.88 to -6.26). Relative to the same parameters, the Garopaba Granitoids represent magmas closer to medium- to high-K tholeiitic differentiates, similar to A-type granitoids.

The Paulo Lopes Suite granitoids are thus considered to represent medium- to high-K tholeiitic series magmas formed in post-collisional environment.

### **Sources and settings of magmatism**

The syntectonic character of the Paulo Lopes Suite post-collisional magmatism is put in evidence by micro and mesoscale structures. The age of the Paulo Lopes Granite (626±8 Ma) and the compositional features of the Suite permit to correlate it with the early-formed post-collisional magmatism described within high-strain zones of the Sul-brasileiro Shear Belt (SbSB). Thus, the Paulo Lopes Granite is correlated with the Quatro Ilhas Granitoids described by Bitencourt and Nardi (1993) in the Major Gercino Shear Zone, dated at 641±7 Ma (Chemale et al., 2003) and with the Valsungana Granite, dated at 638±32 Ma (Basei et al., 2000), intrusive in low-strain zones north of this shear zone. In these areas the early post-collisional magmatism has similar composition relative to the PLG and is associated to early-formed, gently-dipping ramps related to the transpressive tectonics of the SbSB, or to transcurrent zones of the same system.

The syntectonic character is identified in the studied granitoids by the constant presence of well-developed flow foliation, sometimes accompanied by solid-state deformation, as well as by the presence of microstructures such as chessboard-pattern inclusions in quartz and recrystallization of feldspars. However, the non-penetrative character of the

mylonitic zones, and the re-working of primary structures mostly by magmatic flow argue for intrusion under low differential stress conditions.

The presence of an external stress field, notwithstanding a weak one, may have been a favourable condition for contamination of granitic magmas in the PLS, as exemplified by the Garopaba Granitoids. It may also have provided conduits for basic magmas arising from the previously-metasomatized mantle. The interaction between basic magmas and crustal materials may have involved assimilation of crustal melts or reaction melting of high-grade metamorphic rocks and basic magmas, as admitted by Patiño Douce (1995).

Major and trace element geochemistry and isotope compositions indicate that sources for the PLS basic magmatism are similar to the ones attributed to the Paraná Basin Cretaceous magmatism. Differences relative to the Rb-Sr, Sm-Nd and Pb-Pb isotope systems are attributed to contamination of mafic magmas by felsic ones during mingling processes. The effects of previous, subduction-related metasomatism of the mantle source are indicated by negative Nb and Ta anomalies in spidergrams, and by enrichment of the resulting basic magmas in K<sub>2</sub>O, Th, Rb, Ba and Cs. Such features are in agreement with the post-collisional character of the Paulo Lopes Suite.

### **Conclusions**

Early post-collisional magmatism emplaced along transcurrent shear zones in southern Brazil features mantle-derived contributions of medium- to high-K tholeiitic basic and granitic magmas, thus representing important important vertical acrescion during this period.

Mutual intrusive relations of mafic and felsic magmas indicate their coeval character and suggest a genetic link between them, further reinforced by trace-element and isotope geochemical features that point to similar sources and evolutionary processes.

Geochemical data indicate a subduction-modified (OIB) and LREE-enriched lithospheric mantle sources for the mafic magmas. They would result from melting of heterogeneous mantle reservoirs generating highly-evolved basic magmas, as indicated by the homogeneous composition of olivines ( $Fo < 20$ ) and by their low contents of MgO, Ni and Cr.

The compositional resemblance of SPL granitoids, particularly the Garopaba Granitoids, with A-type granitoids makes them different from the medium to high-K

granitoids of mature magmatic arcs, and this difference probably reflect the tholeiitic character of their primary magmas, typical of the early magmatic stages of post-collisional settings.

The tholeiitic character of the early syn-transcurrence post-collisional magmatism in southern Brazil, and its compositional similarity with the continental flood basalts of Parana Basin, suggest that both are derived from the same sort of OIB-type mantle source. Probably the differences between them are determined by the different tectonic settings, particularly the huge amount of granitoids associated to the older one.

### **Acknowledgments**

We are indebted to prof. Ediney Koester for his laboratory help and suggestions. This research was supported by CNPq Project PRONEX N° 04/0825-3, Universal Project N° 309232/2003-1, and by grants to the second and third authors.

### **References**

- Allegre, C.J., Lewin, E., Dupre, B., 1988. A coherent crust-mantle model for the uranium-thorium-lead isotopic system. *Chemical Geology* 70, 211-234.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46 (3), 605-626.
- Basei, M. A. S., Siga Jr, O., Masquelin, H., Harara, O. M., Reis Neto, J. M., Preciozzi, F., 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, E.J. Milani, D.A. Campos. (Eds.), *Tectonic Evolution of South American Platform*. 1 ed. Rio de Janeiro: SBG, pp. 311-334.
- Basei, M.A.S., 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. PhD. Thesis, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. 195 pp.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 186-189.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 1993. Late- to post-collisional Brasiliano Magmatism in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 65, 3-16.

- Bitencourt, M.F., Bongioiolo, E., Philipp, R.P., Morales, L.F., Ruber, R.R., Melo, C.L. & Luft Jr, J.L., 2006. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. Pesquisas em Geociências (submitted).
- Bitencourt, M.F., Hackspacher, P.C., Nardi, L.V.S., 1989. A Zona de Cisalhamento Major Gercino - Santa Catarina. Atas II Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. SBG, Fortaleza, pp. 214-216.
- Bonin, B., 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal* 25, 1-11.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society of London* 141, 413- 426.
- Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M., F., Kawashita, K., 2003. Isotope Geology of Syntectonic Magmatism Along the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: Implications for the Timing of deformations events. IV South American Symposium on Isotope Geology, Montevideo, pp. 516-519.
- Conceição, R.V., Mallmann, G., Koester, E., Schilling, M., Bertotto, G.W., Rodriguez-Vargas, A., 2005. Andean subduction-related mantle xenoliths: Isotopic evidence of Sr-Nd decoupling during metasomatism. *Lithos* 82, 273-287.
- De Paolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 29 (1), 193-196.
- Douce, A.E.P., 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research* 100, 623-640.
- Ernesto, M., Marques, L.S., Piccirillo, E.M., Molina, E.C. Ussami, N., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G., 2002. Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118, 15-36.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O' Nions, R.K., 1978. Rare Earth abundances in chondritic values meteorits. *Geochemic & Cosmochemic Acta* 42, 1199-1212.
- Faure, G., 1986. Principles of isotope geology. New York, John Wiley. 589pp.

- Fernandes, L.A.D., Tomasi, A., Porscher C.C., 1992. Deformation Patterns in the Southern Brazilian Branch of the Dom Feliciano Belt, a reappraisal. *Journal of South America Earth Science* 5, 77-96.
- Florisbal, L.M., Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., Betiollo, L.M., 2005. Geoquímica das rochas máficas toleíticas da Suíte pós-colisional Paulo Lopes, Neoproterozóico do sul do Brasil. *Pesquisas* 32 (2), 69-79.
- Fragoso Cesar, A.R.S., 1980. O Cráton Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. *Anais do Congr. Bras. Geol.*, 31, Balneário Camboriu, SBG (5), pp. 2879-2892.
- Frost, R.B., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033-2048.
- Garavaglia L., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2002. Cumulatic Diorites Related To Post-Collisional, Brasiliano/Pan-African Mafic Magmatism In The Vila Nova Belt, Southern Brazil. *Gondwana Research* 5 (2), 519-534.
- Harris, N.B.W., Pearce, A.J., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.). *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Am. Spec. Papers 19, pp. 115-158.
- Hart, R.S., 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature* 309, 753 – 757.
- Hibbard, M.J., 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall. 587pp.
- Jeffery, P.G., Hutchison, D., 1981. *Chemical methods of rock analysis*. 3.ed. Oxford, Pergamon Press, 379pp.
- Kruhl, J.H., 1996. Prism- and basis-parallel subgrain boundary in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 581-589.
- Le Maitre, R.W. 2002. *A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell Scientific Publ., London, 193pp.
- Nardi, L.V.S., 1991. Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos metaluminosos da associação alcalina: revisão. *Pesquisas* 18 (1), 44-57.
- Peacock, M.A. 1931. Classification of igneous rock series. *Journal of Geology* 39, 54-67.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19(4), 120-125.

- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25 (4), 956-983.
- Pitcher, W.S., 1983. Granite: Typology, geological environment and melting relationships. In: *Migmatites, melting and metamorphism*. In: Atherton, M.P., Gribble, C.D. (Eds.). Shiva Publishing Limited, Cheshire. pp. 277-287.
- Pitcher, W.S., 1987. Granites and yet more granites forty years on. *International Journal of Earth Sciences* 1, 51-79.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 2003. Contrasting zircon growth patterns in neoproterozoic granites of southern Brazil revealed by SHRIMP U-Pb analyses and SEM imaging: consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, Salvador. Short Papers, CBPM 2, pp. 687-690.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U/Pb zircon timing of Neoproterozoic granitic magmatism and deformation in the Pelotas Batholith in southernmost Brazil. *Int. Geol. Rev.* 41, 531-551.
- Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Figueiredo, A. M. G., Pierosan, R. 2005. Potassic and low- and high- Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *Journal of South America Earth Sciences* 18, 237-254.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science. Review* 12, 1-33.
- UFRGS 1999. Mapeamento Geológico 1: 25 000 de parte das folhas Paulo Lopes (MI2909/4) e Imbituba (2925/2), SC. Porto Alegre. 7 vol. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Vernon, R.H., 2004. *A practical guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, London. 594 pp.
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 295-304.
- Weaver, B L., 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 381-397.

Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics discrimination and petrogenesis. *Contribution Mineralogy Petrology* 95, 407-419.

White, W.M., 2005. *Geochemistry: an on-line textbook*.  
<http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/geo455/Chapters.HTML>.

Wildner, W., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Sommer, C.A., 2002. Volcanic cycles and settings in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118, 261-283.

Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Chapman & Hall, Londres. 466pp.

Zindler, A., Hart, S.R., 1986. Chemical geodynamics. *Earth and Planetary Science Letters* 14, 493-571.

## CAPÍTULO VII

### CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os Granitóides Paulo Lopes e Garopaba apresentam diversas feições que indicam interação com os magmas básicos representados pelo Gabro Silveira e diques cogenéticos: a presença de enclaves máficos microgranulares, texturas de desequilíbrio, principalmente nos Granitóides Garopaba, ocelos de quartzo e xenocristais de feldspato arredondados, ovóides ou embaiados, por vezes manteados por plagioclásio, e restos de piroxênio. Também a quantidade de enclaves máficos e de *schlieren* é maior nas proximidades dos corpos básicos contemporâneos com os granitóides. Fica assim estabelecida a interação entre os magmas básicos e graníticos que, além de sugerir a vinculação genética de ambos no que se refere a suas fontes, permitindo concluir que o papel dos magmas básicos não se restringiu ao aporte de calor para promover fusão parcial da crosta.

As feições composicionais de ambos os granitóides, tais como elevadas razões  $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}}+\text{MgO})$  e concentrações de álcalis, altos teores de ETRs e razões  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ , se aproximam daquelas típicas do magmatismo do tipo A e são diferentes das observadas em granitóides produzidos por fusão parcial da crosta em ambientes de arco oceânico ou continental.

O Granito Paulo Lopes pode ser correlacionado aos KCG (granitóides calcialcalinos porfiríticos alto-K) conforme definido por Barbarin (1999) e os Granitóides Garopaba podem ser correlacionados aos ACG (granitóides calcialcalinos ricos em anfibólio). A distinção entre estes dois tipos é essencialmente química; ambos possuem teores semelhantes de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ , mas os KCG possuem teores de  $\text{K}_2\text{O}$  mais elevados e razões  $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}}+\text{MgO})$  mais baixas, enquanto os ACG possuem teores mais elevados de  $\text{CaO}$  e razões  $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}}+\text{MgO})$  mais altas. Ambos são interpretados como granitóides de fonte mista. O autor relaciona também o tipo KCG com os granitóides I-Caledonianos e o tipo ACG com o andinótipo de Pitcher (1983). Segundo o mesmo autor, granitos e granodioritos calcialcalinos alto potássio do tipo KCG são comuns em diversos ambientes geotectônicos,

indicando antes uma transição do regime tectônico do que um ambiente tectônico específico. Para Bonin (1990), os granitóides do tipo KCG seriam gerados durante o período de relaxamento crustal que separaria picos de um evento de colisão, e representariam a transição de um regime compressivo para um regime distensivo. Assim, os KCG são correlacionados com cinturões orogênicos, principalmente nos períodos finais da colisão, podendo estar associados com PAG (Granitos Peralcalinos e alcalinos) e ACG. O comportamento geoquímico dos granitóides da SPL nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos (Pearce *et al.* 1984, Harris *et al.* 1986) é interpretado como decorrente da maior influência de materiais crustais no Granito Paulo Lopes, aproximando-o dos granitóides sincolisionais típicos, enquanto os Granitóides Garopaba representam magmas de derivação toleítica com menor influência de componentes crustais.

A coerência composicional, para elementos maiores e traços, entre os granitóides e as rochas básicas associadas, considerada conjuntamente com as relações indicativas de interação dos mesmos, sugere que o magmatismo granítico e o básico são cogenéticos, admitindo-se uma participação mais intensa de fontes crustais no Granito Paulo Lopes. Os dados isotópicos dos sistemas Rb-Sr, Sm-Nd e Pb-Pb são coerentes com a vinculação genética de magmas graníticos e básicos, e apontam o envolvimento de fontes crustais mais ricas em Th na geração dos Granitóides Garopaba. A similaridade do magmatismo básico estudado com o descrito em Walvis Ridge e na Formação Serra Geral (Wilson, 1989 e Ernesto *et al.* 2002) confirma o caráter toleítico da Suíte Paulo Lopes e aponta para a similaridade composicional das fontes do magmatismo estudado com as envolvidas no magmatismo toleítico continental tipo Bacia do Paraná.

No Granito Paulo Lopes, a contribuição de fusões crustais é mais intensa, conforme indicado pelos altos conteúdos de K<sub>2</sub>O, Cs, Th e Rb, baixos valores de Zr, Nb e Ta, bem como pelos altos valores das razões iniciais <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb e <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, além dos εNd(t=620Ma) negativos (-5,88 a -6,26). Com relação aos mesmos parâmetros, os Granitóides Garopaba representam magmas mais próximos de diferenciados toleíticos médio a alto-K, com características similares às de granitóides tipo A.

Considera-se, portanto, que os granitóides da SPL são vinculados à série toleítica médio a alto-K em ambiente pós-colisional.

O caráter sintectônico do magmatismo pós-colisional da SPL é evidenciado por estruturas de micro e meso escala. A idade do GPL ( $626\pm 8$  Ma) e a composição da SPL permitem correlacioná-la com o magmatismo sintectônico precoce ocorrente nos sítios de mais alta deformação vinculados ao CCSb. Assim, é possível correlacionar o GPL com os Granitóides de Quatro Ilhas (GQI), de idade  $641\pm 7$  Ma (Chemale *et. al.* 2003), no interior da ZCMG, bem como com o Granito Valsungana (GV), de idade  $638\pm 32$  Ma (Basei, *et. al.* 2000), localizado entre a Zona de Cisalhamento Major Gercino e a Zona de Cisalhamento Itajaí. Nestas áreas, o magmatismo pós-colisional precoce tem composição similar ao do GPL, e é associado com zonas de cisalhamento tangencial vinculadas ao episódio transpressivo do CCSb ou com zonas de transcorrência propriamente ditas. O volume de magma básico verificado nos GQI e no GV é mais restrito em relação ao ocorrente na SPL, o que dificulta a investigação da vinculação genética dos magmas básicos com os magmas ácidos.

Por outro lado, embora o caráter sintectônico seja identificado por feições como constante desenvolvimento de foliação de fluxo, acompanhada por vezes de deformação do estado sólido, com microestruturas de recuperação e recristalização em quartzo e feldspatos, o caráter não penetrativo das zonas miloníticas, bem como o retrabalhamento de estruturas primárias apenas por fluxo magmático sugerem que o campo tensional atuante na região de Garopaba-Paulo Lopes foi fraco. Evidências adicionais de que o campo tensional atuante a sul da ZCMG foi fraco podem ser verificadas também no magmatismo que se segue à SPL, como nos granitóides da Suíte Pedras Grandes (*ca.* 595 Ma) onde as estruturas que evidenciam o caráter sintectônico são menos abundantes, bem como na Suíte Cambirela onde estas estruturas não são constatadas.

O campo tensional, embora pouco intenso, pode ter sido uma condição favorável à hibridização dos magmas graníticos, como os Granitóides Garopaba, ter gerado os condutos para os magmas básicos advindos do manto metassomatizado pela subducção prévia. A interação dos magmas básicos com materiais crustais pode ser por assimilação de fusões de rochas crustais ou por reações envolvendo rochas metamórficas de alto grau e magmas básicos, conforme admitido por Patiño Douce (1995).

As fontes do magmatismo básico da SPL, conforme os dados geoquímicos de elementos traços e isotópicos assemelham-se às do magmatismo da Formação Serra Geral.

As diferenças encontradas para os isótopos dos sistemas Rb-Sr, Sm-Nd e Pb-Pb são atribuídas à interação dos magmas básicos com os félsicos que possibilitam a difusão seletiva de elementos como o Rb, U e Th, ou processos de cromatografia mantélica (Conceição *et al.* 2005). A fonte mantélica mostra ainda efeitos do metassomatismo causado por uma subducção prévia, o que é marcado por anomalias negativas de Nb e Ta em diagramas multielementares, e no enriquecimento dos magmas em K<sub>2</sub>O, Th, Rb, Ba e Cs. Essas características são coerentes com o caráter pós-colisional da Suíte Paulo Lopes.

O magmatismo pós-colisional precoce no sul do Brasil, de caráter sintectônico às zonas de cisalhamento transcorrentes, é constituído por adições mantélicas representadas por magmas básicos toleíticos médio a alto-K e granitóides de mesma afinidade, o que demonstra a importante acresção vertical ocorrida neste período.

A relação genética entre os magmas félsicos e máficos é evidenciada por relações de mútua intrusão, que corroboram sua contemporaneidade, e por características geoquímicas de elementos traço e isotópica, que apontam para fontes e processos evolutivos similares.

Os dados geoquímicos apontam para fontes modificadas por subducção prévia (OIB) e manto litosférico depletado em ETRL, sendo resultado de fusões de reservatórios mantélicos heterogêneos, compostos por magmas mantélicos evoluídos, conforme indicado pela composição homogênea das olivinas (Fo<20) e pelos baixos conteúdos de MgO, Ni e Cr das rochas básicas. A similaridade das rochas básicas da SPL com rochas básicas da Formação Serra Geral, ou seja, com o magmatismo toleítico continental, reforçam a idéia de interação dos magmas básicos com a crosta continental.

A similaridade composicional dos granitóides da SPL com granitóides do tipo-A os distingue dos granitóides médio a alto-K de arcos magmáticos maduros, e provavelmente decorre do caráter toleítico e intraplaca do magmatismo pós-colisional.

Trabalhos futuros podem colaborar para o detalhamento dos tipos de fontes mantélica e crustal envolvidas na gênese do magmatismo pós-colisional precoce neoproterozóico do sul do Brasil, bem como aprimorar o conhecimento das relações destas fontes desenvolvidas na evolução dos magmas e o papel da tectônica no desenvolvimento dos processos de mistura de magmas.

## CAPÍTULO VIII

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46 (3), 605-626.
- Basei, M. A. S., Siga Jr, O., Masquelin, H., Harara, O. M., Reis Neto, J. M., Preciozzi, F., 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, E.J. Milani, D.A. Campos. (Eds.), *Tectonic Evolution of South American Platform*. 1 ed. Rio de Janeiro: SBG, pp. 311-334.
- Basei, M.A.S., 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. PhD. Thesis. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. 195 p.
- Bitencourt, M.F., Hackspacher, P.C. & Nardi, L.V.S., 1989. A Zona de Cisalhamento Major Gercino - Santa Catarina. In: Fortaleza: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (2). SBG, 214-216.
- Bitencourt, M.F.; Bongioio, E.; Philipp, R.P.; Morales, L.F.; Ruber, R.R., Melo, C.L. & Luft Jr, J.L. 2006. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. *Pesquisas em Geociências*, (submetido)
- Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S. 1993. Late- to post-collisional Brasiliano Magmatism in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65:3-16.
- Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):186-189.
- Bonin, B.; Azzouni\_Sekkal, A.; Bussy, F.; Ferrag, S. 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Special Edition on Post-Collisional Magmatism. Lithos*, 45:xv-xvii.
- Bonin, B., 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal* (25), 1-11.

- Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M., F., Kawashita, K., 2003. Isotope Geology of Syntectonic Magmatism Along the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: Implications for the Timing of deformations events. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, 2003, 516-519.
- Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1995b. Stratigraphy and Tectonism of Brasiliano Cycle in Southern Brazil. In: **Proterozoic Crust and Metallogenic Evolution**. Namíbia (no prelo).
- Chen, B.; Jahn, B-M.; Wei, C. 2002. Petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Dabie UHP complex, Central China: trace element and Nd-Sr isotope evidence. *Lithos*, 60:67-88.
- Conceição, R.V., Mallmann, G., Koester, E., Schilling, M., Bertotto, G.W., Rodriguez-Vargas, A., 2005. Andean subduction-related mantle xenoliths: Isotopic evidence of Sr-Nd decoupling during metasomatism. *Lithos* 82, 273-287.
- De Paolo, D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291:193-196.
- Dickin, A. P. Radiogenic isotope geology. 1997. Cambridge, Gb: Cambridge University Press. 490pp.
- Douce, A.E.P., 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research* 100, 623-640.
- Ernesto, M., Marques, L.S., Piccirillo, E.M., Molina, E.C. Ussami, N., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G., 2002. Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (118), 15-36.
- Fernandes, L.A.D., Tomasi, A. & Porscher C.C. 1992. Deformation Patterns in the Southern Brazilian Branch of the Dom Feliciano Belt, a reappraisal. *Journal of South America Earth Sc.*, 5: 77-96.
- Fernandez, A. N. & Gasquet, D. R. 1994. Relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas: example of the Tichka plutonic complex (Morocco). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116: 316-326.
- Florisbal, L.M., Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., Betiollo, L.M., 2005. Geoquímica das rochas máficas toleíticas da Suíte pós-colisional Paulo Lopes, Neoproterozóico do sul do Brasil. *Pesquisas*, 32 (2): 69-79.

- Fragoso Cesar, A.R.S. 1980. O Cráton Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: Congr. Bras. Geol., 31, Baln. Camboriu, 1980. Anais... Baln. Camboriú, SBG, 5:2879-2892.
- Gálan, G.; Pin, C.; Duthou, J-L. 1996. Sr-Nd isotopic record of multi-stage interactions between mantle-derived magmas and crustal components in a collision context – The ultramafic-granitoid association from Vivero (Hercynian belt, NW Spain). *Chemical Geology*, 131:67-91.
- Garavaglia L., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S. 2002. Cumulatic Diorites Related To Post-Collisional, Brasiliano/Pan-African Mafic Magmatism In The Vila Nova Belt, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 5 (2): 519-534.
- Hadj-Kaddour, Z., Liégeois, J. P., Demaiffe, D., Caby, R. 1998. The alkaline-peralkaline granitic post-collisional Tin Zebane dyke swarm (Pan-African Tuareg shield, Algeria): prevalent mantle signature and late apatitic differentiation. *Lithos*, V 45, 1-4, 223-243.
- Harris, N.B.W., Pearce, A.J., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (Ed). *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Am. Spec. 19.
- Hartmann, L.A.; Chemale Jr., F. & Silva, L.C. 1994. Mantle plume tectonics in the Brasiliano Cycle of the Dom Feliciano Belt, southern Brazil. In: Congr. Bras. Geol., 38, Baln. Camboriú, 1994. Bol. Resumos Expandidos... Baln. Camboriú, SBG/DNPM/CPRM, 1:623-624.
- KAWASHITA, K. ; TORQUATO, J R . 1991. Geocronologia Nuclear II - Métodos Geocronológicos. Técnicas de Medidas. Espectrógrafos e espectrômetros. *Revista de Geologia*, v. 4, p. 91-126.
- Kay, R.W.; Mahlburg-Kay, S. 1991. Creation and destruction of lower continental crust. *Geologische Rundschau*, 80(2):259-278.
- Kerr, A.C., Kempton, P.D., Thompson, R.N. 1995. Crustal assimilation during turbulent magma ascent (ATA); new isotopic evidence from the Mull Tertiary lava succession, N. W. Scotland. *Journal Contributions to Mineralogy and Petrology*, V 119, 2-3, 142-154pp
- Le Maitre, R.W. 2002. *A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell Scientific Publ., London, 193p.

- Leake B. E.; Woolley A. R.; Arps C. E., Birch W. D.; Gilbert M. C.; Grice J. D.; Hawthorne F. C.; Kato A.; Kisch H. J.; Krivoviche V.G.; Linthout K.; Laird J.; Mandarino J.; Maresch W.V.; Nickel E.H. & Rock N.M.S. 1997. Nomenclature of Amphiboles Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Eur. J. Mineral.* 9:623-651.
- Liégeois, J.P. 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos*, 45:xv-xvii.
- Miller, C.; Schuster, R.; Klötzli, U.; Frank, W.; Purtscheller, F. 1999. Post-Colisional Potassic and Ultrapotassic Magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O Isotopic Constraints for Mantle Source Characteristics and Petrogenesis. *Journal of Petrology* 40(9):1399-1424.
- Morimoto, N.; Fabries, J.; Ferguson, A.K.; Ginzburg, I.V.; Ross, M.; Seifert, F.A.; Zussman, J.; Aoki, K. & Gottardi, G. 1984. Nomenclature of pyroxenes. ***American Mineralogist*, 73**: 1123-1133.
- Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., Betiollo, L.M. 2002. Coeval tholeiitic gabbros and biotite granitoids in the post-collisional Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt, Garopaba, Santa Catarina. XLI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, Resumos.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4), 120-125.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic
- Philipp, R. P.; Machado, R.; Nardi, L. V. S. & Lafon, J. M. 2002. O magmatismo neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul da Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*. 32 (2): 277-290.
- Pitcher, W.S., 1983. Granite: Typology, geological environment and melting relationships. In: *Migmatites, melting and metamorphism* (edited by M.P. Atherton and C.D. Gribble). Shiva Publishing Limited, Chechire. p.277-287.
- Pitcher, W.S., 1987. Granites and yet more granites forty years on. *International Journal of Earth Sciences* (1), 51-79.
- Roberts, M.P.; Pin, C.; Clemens, J.D.; Paquete, J-L. 2000. Petrogenesis of mafic to felsic plutonic rock associations: the calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrenees. *Journal of Petrology*, 41(6):809-844.

Silva, L.C. 1997. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd na Província Mantiqueira Meridional, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a evolução Ciclo Brasileiro/Pan-africano. Porto Alegre. 243p. Tese de Doutorado, Curso de Pós graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U/Pb zircon timing of Neoproterozoic granitic magmatism and deformation in the Pelotas Batholith in Southernmost Brazil. *International Geology Review* (in press).

Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Figueiredo, A. M. G. e Pierosan, R. 2005. Potassic and low- and high- Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 18:237-254.

Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science. Review* (12), 1-33.

UFRGS 1999. Mapeamento Geológico 1: 25 000 de parte das folhas Paulo Lopes (MI2909/4) e Imbituba (2925/2), SC. Porto Alegre. 7 vol. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Wildner, W, Lima, E.F., Nardi, L.V.S. e Sommer, C.A. 2002. Volcanic cycles and settings in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118: 261-283.

Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Chapman & Hall, Londres. 466pp.

Zanini, L.F.P.; Branco, P.M.; Camozzato, E. & Rangrab, G.E. (orgs.). 1997. Programa de Levantamentos Geológicos básicos do Brasil, Folha de Florianópolis (SG.22-Z-D-VI) - Estado de Santa Catarina, escala 1: 100 000. Brasília, DNPM/CPRM, v.1.

**ANEXO A**

<b>De:</b>	"Lithos" <lithos-eo@elsevier.com>  Adicionar endereço
<b>Para:</b>	Geoluana@yahoo.com.br
<b>Assunto:</b>	Acknowledgement of receipt of your submitted article
<b>Data:</b>	Thu, 25 Jan 2007 20:24:38 -0000

Dear Ms Florisbal,

Your submission entitled "Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium- to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt" has been received by Lithos

Please note that submission of an article is understood to imply that the article is original and is not being considered for publication elsewhere. Submission also implies that all authors have approved the paper for release and are in agreement with its content.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to <http://ees.elsevier.com/lithos/> as Author.

Your manuscript will be given a reference number in due course.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Lithos