

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

**OS DIQUES LATÍTCOS PORTADORES DE OURO E SULFETOS DA  
ASSOCIAÇÃO SHOSHONÍTICA DE LAVRAS DO SUL – RS:  
PETROGÊNESE E GEOQUÍMICA**

**INGKE FROTTA MÜLLER**

**ORIENTADOR: Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi**

**Volume I**

**Porto Alegre – 2011**

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

**OS DIQUES LATÍTICOS PORTADORES DE OURO E SULFETOS DA  
ASSOCIAÇÃO SHOSHONÍTICA DE LAVRAS DO SUL – RS:  
PETROGÊNESE E GEOQUÍMICA**

**INGKE FROTTA MÜLLER**

**ORIENTADOR:** Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

**BANCA EXAMINADORA:**

Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Prof. Dra. Maria de Lourdes da Silva Rosa – NUGEO, Núcleo de Geologia, Universidade Federal de Sergipe.

Prof. Dra. Tereza Cristina Junqueira Brod – IESA, Instituto de Estudos Sócio-Ambientais, Universidade Federal de Goiás.

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

Porto Alegre – 2011

Müller, Ingke Frotta

Os diques latíticos portadores de ouro e sulfetos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul - RS: petrogênese e geoquímica. / Ingke Frotta Müller. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2011.

[84 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2011.

Orientação: Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

1. Diques Latíticos. 2. Rochas Shoshoníticas. 3. Mineralizações Au-Cu. 4. Diques Monzoníticos. 5. Depósitos Hidrotermais De Alta-T I.  
Título.

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca Geociências - UFRGS  
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

*Aos meus pais, Yara e Celso (in memoriam), que  
me guiaram até aqui com toda dedicação e amor.  
E ao meu grande orientador e amigo, Lauro.*

*“Esta é a história de como um Bolseiro (Hobbit) teve uma aventura, e se viu fazendo e dizendo coisas totalmente inesperadas. Ele pode ter perdido o respeito de seus vizinhos, mas ganhou – bem, vocês vão ver se ele ganhou alguma coisa no final.”*

*J. R. R. Tolkien*

*(trecho retirado do livro “O Hobbit”)*

## AGRADECIMENTOS

Aqui eu gostaria de poder agradecer à todos que de uma maneira ou de outra colaboraram com este trabalho, mas nomear cada uma destas pessoas seria muito difícil, pois é impressionante o quanto um pequeno gesto é capaz de mudar o rumo de uma história. Por exemplo, acho que devo agradecer ao geólogo Dr. Luiz Roberto Silva Martins, avô de uma colega de colégio, que talvez nem imaginasse na época, mas iria influenciar de forma definitiva na minha vida ao aconselhar-me a prestar o vestibular para Geologia, num momento em que eu nunca havia nem ouvido falar em tal ciência, e a qual se transformou em uma de minhas maiores paixões.

Ou seja, estou falando de vidas e circunstâncias interligadas que, juntas, resultam numa ação e reação. Sendo o mais clara que consigo, deixo aqui o meu muito obrigada aos professores, aos funcionários, aos motoristas, e à todos que fazem parte desta grande instituição chamada UFRGS, que fazem parte dela e são os responsáveis pela minha formação e vivência dentro dos domínios deste universo estudantil.

Porém, dentre estas pessoas, eu gostaria de ressaltar meus agradecimentos à prof<sup>a</sup>. Tânia Brum, por todo auxílio nas análises de mineralogia de opacos; ao prof. Luis Fernando De Ros, por sua imensa paciência e gentileza ao conceder seu microscópio com máquina de fotos acoplado, sem o qual este trabalho não seria o mesmo. Ao Claudinho, nosso querido motorista, sempre tão cuidadoso e amável, com olhos atentos para os perigos e água gelada para nos esperar na volta dos campos... ao Adriano, técnico do Laboratório de Geologia Isotópica, responsável pela manufatura de todas as lâminas delgadas do Instituto de Geociências. Muito obrigada por quebrar tantos galhos, Adriano!

Um agradecimento especial faço ao meu orientador Lauro Nardi – um exemplo de profissional e de ser humano. Sempre presente, disposto a ajudar e a ouvir, dialogar, trocar idéias. Tão comprometido e entusiasmado com a ciência! Obrigada por toda a força e infinita paciência, Lauro!

Agradeço também aos profs. Evandro Fernandes de Lima (Chinês), André Sampaio Mexias, e Fátima Bitencourt (Madrinha), por todo auxílio e colaboração. À Madrinha pelos incontáveis cafés e risadas...

Aos meus colegas e queridos amigos de grupo de pesquisa, Duda, Lua, Daniboy, Sargento, Mari, Jepeto, Gregory... vocês fazem a pesquisa ficar ainda mais interessante e divertida! Não teria a mesma graça sem a ajuda e o humor que cada um de vocês acrescenta a cada dia que passa.

Aos meus irmãos de fé, amigos camaradas: Maurício, Renan e Tamara - queridos Polaquinho, Cachopa e Vermelha. Muito obrigada por toda a história feliz que carregamos na “bagagi”, rrsrrsrrsrs... valeu por tudo!

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pela cota de bolsa de mestrado, sem a qual este trabalho não poderia ter sido realizado, e aos auxílios de produtividade em pesquisa cedidos À Universidade Federal do Rio Grande do Sul, ao Instituto de Geociências e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, pela infra-estrutura e logística.

E finalmente, porém o mais importante de todos os agradecimentos: à minha família. Agradeço por todo amor, compreensão e inestimável ajuda. Aqui dedico um muito obrigada mais que especial à minha mãe, Yara, e à minha segunda-mãe, minha irmã, Trícia. Vocês são demais! Me agüentaram e apoiaram num dos momentos mais difíceis e complicados da minha  
sempre com um sorriso no rosto e os braços abertos, prontos para um abraço apertado.

1 a ajuda e o amor incondicional de vocês, este trabalho não teria sido realizado. Muito obrigada por tudo, de todo meu coração.

## RESUMO

A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS), situada no extremo sul do Brasil, tem idade neoproterozóica e hospeda ocorrências importantes de Au-Cu-sulfetos, relacionadas por alguns autores à depósitos do tipo Cu-Au pórfiro. Dados de campo, petrográficos, mineralógicos e geoquímicos permitiram identificar e classificar os diques que ocorrem na ASLS cortando os monzonitos hipabissais, andesitos e lamprófiro, em três tipos principais: diques compostos autoclásticos, diques latíticos e diques latíticos com anfibólio. Sua grande variedade litológica e textural é resultado da diferenciação magmática, segregação mineral e processos de mistura de magmas. Os diques mostram afinidade shoshonítica, com teores de  $K_2O > (Na_2O - 2)$ , acompanhados de conteúdos elevados de Rb, Ba e Sr e baixos a moderados de Nb, Zr e ETRP, assinatura esta típica da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul. Os dados obtidos permitiram identificar dois *trends* composicionais: um alto-Ti, enriquecido em  $Fe_2O_3$ ,  $P_2O_5$ , HFS, LILE e ETR, com razões  $K_2O/Na_2O < 0,8$ ; outro baixo-Ti, que predomina na ASLS, com menores teores dos elementos anteriormente citados e razão  $K_2O/Na_2O > 1,4$ . Os diques alto-Ti, com menores razões  $K_2O/Na_2O$  indicam uma evolução das fontes e processos no sentido da produção de magmas alcalinos saturados em sílica mais sódicos, como é comum na evolução do magmatismo pós-colisional. A cristalização dos magmas e o progressivo enriquecimento dos voláteis e de complexos de Au-S-Cl geraram uma supersaturação do sistema, causando o segundo ponto de ebulição e a vesiculação de porções dos diques. Admite-se que o magma lamprofírico pode ser a fonte principal do ouro e enxofre do sistema. A mistura dos magmas, com o aporte dos magmas lamprofíricos, pode ser responsável por um aumento do potencial de oxidação e dos voláteis no sistema, desencadeando assim a separação da fase volátil, a desestabilização dos complexos e precipitação dos sulfetos magmáticos portadores de Au, além da própria formação das soluções hidrotermais.



## ABSTRACT

The Neoproterozoic Lavras do Sul Shoshonitic Association (LSSA) is situated in the southernmost Brazil, and hosts Au-Cu-sulphide mineralizations, that, according to some authors, could be related to porphyry copper-gold deposits. Field, petrographic, mineralogical, and geochemical data led to the identification and classification of late dikes, which crosscut the hypabissal monzonites, andesites and lamprophyres of LSSA, in three main types: authoclastic composite dikes, latitic dikes, and amphibole-bearing latitic dikes. Their large lithological and textural variation is attributed to magmatic differentiation, mineral segregation, and, magma mingling processes. The dikes show shoshonitic affinity, with  $K_2O > (Na_2O - 2)$ , contain relatively high amounts of Rb, Ba, and Sr, and low to moderate contents of Nb, Zr, HREE, features that are characteristic of the LSSA. Two main compositional trends were observed: (i) an high-Ti trend, with higher contents of  $Fe_2O_3t$ ,  $P_2O_5$ , HFS, LILE and REE, and lower  $K_2O/Na_2O$  ratios ( $< 0.8$ ); (ii) low-Ti trend, which is predominant in the LSSA, with lower contents of the cited elements and  $K_2O/Na_2O > 1.4$ . The lower  $K_2O/Na_2O$  ratios of high-Ti dikes indicate an evolution of magma sources and processes towards more sodic, silica-saturated alkaline compositions, like is usually described in the post-collisional magmatism. Magmatic crystallization and, the concurrent volatile enrichment, together with Au-S-Cl complexes formation, led to the fluid oversaturation of the magma system and to the second boiling point, which caused the dike vesiculation in the late magmatic stages. The lamprophyre magma is admitted as a possible source of Au and S in the magmatic system. Comingling between the trachyte or latite magmas with the lamprophyre one, can have caused the increase of volatiles and the consequent oxidation of this system, so, promoting the fluid phase separation, the breakdown of complexes, and precipitation of Au-bearing magmatic sulphides, as well as the hydrothermal fluid phase generation.

	10
RESUMO .....	8
ABSTRACT .....	9
1. INTRODUÇÃO .....	13
1.1 - Localização e Acesso .....	15
1.2. - Objetivos.....	16
1.3 - Estado da arte.....	17
1.3.1 - O magmatismo shoshonítico e alcalino Neoproterozóico da Bacia do Camaquã-RS .....	17
1.3.2 - O magmatismo da Formação Hilário - o vulcanismo shoshonítico .....	19
1.3.3 - As intrusivas associadas à Formação Hilário .....	21
1.3.4 - Breve revisão conceitual sobre lamprófiros.....	23
1.3.5 - Os lamprófiros da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul.....	25
1.3.6 - Breve histórico das mineralizações no Distrito aurífero de Lavras do Sul-RS .....	27
1.4 Métodos de Investigação Utilizados .....	30
1.4.1 - Levantamento Bibliográfico .....	30
1.4.2 - Trabalho de Campo .....	30
1.4.3 - Preparação de amostras .....	30
1.4.4 - Petrografia.....	31
1.4.5 - ICP-MS – Análises Químicas .....	31
1.4.6 - Difratomia de raio-X .....	32
1.4.7 - Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) .....	32
1.4.8 - Elaboração da dissertação.....	32
1.5 - Geologia regional e da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul .....	33
1.5.1 - Contexto geotectônico .....	33

1.5.2 – A Bacia do Camaquã e magmatismo associado .....	34
1.5.3 - Geologia da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul .....	36
1.5.4 - Geologia dos corpos monzoníticos/latíticos da ASLS e mineralizações associadas .....	37
1.6 Análise Integradora .....	41
1.7 Referências.....	44
ARTIGO CIENTÍFICO .....	50

***Sobre a Estrutura desta Dissertação:***

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de um artigo publicado em periódico. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos, o estado da arte sobre o tema de pesquisa, o contexto geológico da área, seguidos de uma discussão integradora contendo os principais resultados e interpretações deles derivadas.
  
- b) Artigo submetido a periódico com corpo editorial permanente e revisores independentes, escrito pelo autor durante o desenvolvimento de seu mestrado.
  
- c) Anexo, compreendendo: Carta de submissão da Revista Pesquisa em Geociências.

## 1. INTRODUÇÃO

A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS), descrita por Nardi & Lima, (1985), situada na porção centro-oeste do Escudo Sul-rio-grandense, extremo sul do Brasil, tem idade neoproterozóica – definida a partir de dados isotópicos de U-Pb em zircão do núcleo do Complexo Granítico de Lavras do Sul ( $592 \pm 5$  Ma, Remus *et al.* 1997) – relacionando-se aos últimos estágios da Orogenia Brasileira. As baixas razões iniciais de isótopos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  em torno de 0,704, valores de  $\epsilon\text{Nd}$  levemente negativos (em torno de  $-4$ ), e uma única população de zircão com idade U-Pb de  $592 \pm 5$  Ma determinada nos granodioritos shoshoníticos, assim como os padrões de elementos traço, aliados à presença de rochas básicas, sugerem a predominância de fontes mantélicas, enriquecidas em  $\text{CO}_2$  e metassomatizadas durante subducção anterior (*c.a.* 700-800 M a), na geração deste magmatismo (Lima & Nardi, 1998). A ASLS inclui uma grande variedade de rochas intrusivas e extrusivas: traquibasaltos potássicos, shoshonitos, dacitos, riolitos, quartzo dioritos e monzodioritos, quartzo monzonitos, granodioritos, monzogranitos e sienogranitos. Rochas cumuláticas, leucodioritos e lamprófiros espessartíticos também foram identificados. O Complexo Granítico de Lavras – CGL (Nardi, 1984) e vulcânicas cronocorrelatas hospedam ocorrências importantes de Au-Cu ( $\pm$  Pb, Zn e Ag). A investigação de corpos hipabissais do município de Lavras do Sul (RS) permitiu identificar uma grande variedade litológica, que ocorrem como intrusões epizonais (Monzonito Tapera e Monzodiorito Arroio do Jacques) e como corpos subvulcânicos (Monzonitos Hipabissais), assim como diques latíticos, portadores de mineralizações auro-cupríferas e sufetos associados, intrusivos nas rochas monzoníticas descritas por Liz *et al.* (2004), que são constituintes importantes da ASLS. O padrão textural destes corpos hipabissais sugere um sistema multi-intrusivo provavelmente em ambiente do tipo caldeira (Liz *et al.*, 2004). As relações de campo e os dados gravimétricos e magnetométricos são consistentes com o fato do CGL representar intrusões agregadas de um sistema vulcano-plutônico de subsidência que evoluiu de norte para sul (Gastal *et al.*, 2006). No sistema predominam corpos monzoníticos que são os produtos diferenciados relacionados aos vulcanitos shoshoníticos da região. Novas recargas de magmas geraram diques compostos autoclásticos, caracterizados por uma petrotrama complexa que preservou composições latíticas e traquíticas. Estas manifestações foram sucedidas por diques que atingiram condições limites de supersaturação em voláteis gerando padrões petrográficos clásticos ricos em

púmices e *shards*, além de intensa auto-brechação. Foram também identificados diques latíticos (com e sem anfibólio), formando um conjunto marcado por uma grande variabilidade textural, predominando os tipos porfiríticos, com abruptas variações nas dimensões dos megacristais, fenocristais e matriz, resultado da diferenciação magmática, segregação mineral e processos de mistura de magmas. Do ponto de vista econômico, destacam-se as relações genéticas entre os lamprófiros shoshoníticos e mineralizações de ouro e sulfetos, conforme discutidas por diferentes autores. Müller & Groves (1997) consideram que a intrusão de magmas lamprofíricos na crosta pode promover a circulação hidrotermal e gerar rochas ígneas félsicas que estão, normalmente, associadas com os depósitos de ouro. Rock (1991) admite que cristalização de lamprófiros pode gerar, ao final, fluídos ricos em S e CO<sub>2</sub>, semelhantes a aqueles responsáveis pela gênese dos depósitos de ouro mesotermiais

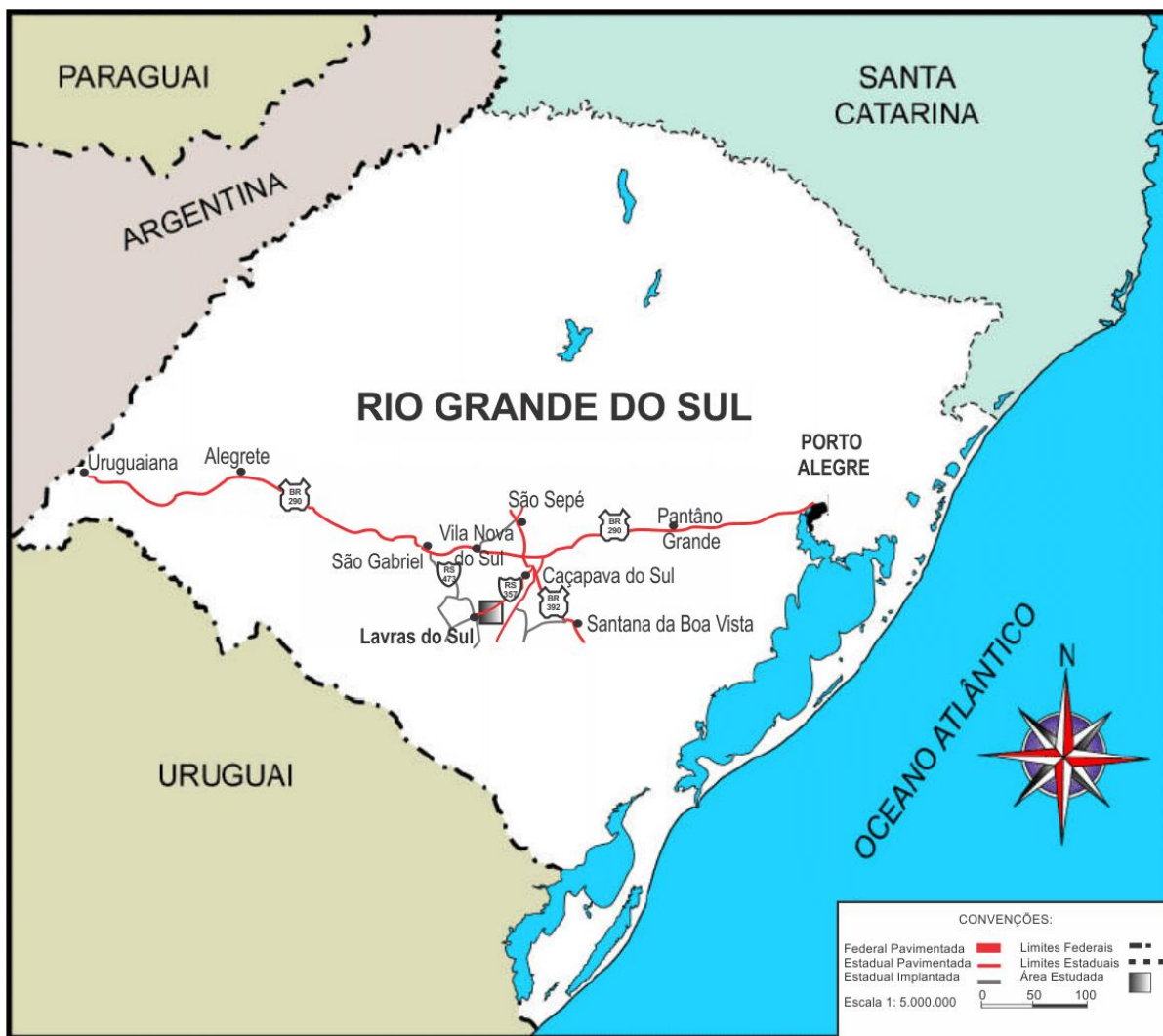
Um aspecto geológico importante dos sistemas monzoníticos é a estreita relação com mineralizações de sulfetos de cobre e ouro, em geral vinculados aos sistemas do tipo cobre-pórfiros. Cerca de 20% dos maiores depósitos de ouro do mundo (pórfiro e epitermal) estão relacionados aos latitos e/ou monzonitos de afinidade shoshonítica (Müller & Groves 1997). Este contexto potencializa a investigação da região de Lavras do Sul, onde um conjunto de rochas shoshoníticas, incluindo um segmento monzonítico, apresenta mineralizações auro-cupríferas, tendo como uma importante característica a zonalidade na alteração, que varia desde a propilitização até uma zona potássica (Liz *et al.*, 2004). Estes dados, quando comparados a depósitos do tipo cobre-pórfiro vinculados a caldeiras geradas por *downsagging*, como Goonumbla, Austrália (Heithersay & Walshe, 1995), permitem sugerir que sistemas subvulcânicos monzoníticos meta luminosos de afinidade shoshonítica, em zonas de recarga magmática e sob condições de supersaturação em voláteis, podem representar sítios preferenciais para mineralizações do tipo cobre-pórfiro rico em Au (Liz *et al.*, 2004). A importância econômica destes terrenos é bem ilustrada no trabalho de Heithersay & Walshe (1995) e Nardi & Lima (1988), onde estes autores discutem a estreita vinculação dos sistemas tipo pórfiro ou Au epitermal com complexos vulcânicos shoshoníticos e rochas espessartíticas (Lima *et al.*, 2007). Esta relação deve-se a um grupo de fatores como (i) a elevada temperatura destes magmas, (ii) a fonte predominantemente mantélica e (iii) a expressiva participação de voláteis, registrada especialmente nos lamprófiros e nos termos mais diferenciados.

No presente trabalho são apresentados os resultados do estudo de campo de detalhe dos diques associados à parte do segmento monzonítico da ASLS. Os trabalhos concentraram-se na parte nordeste do município de Lavras do Sul – RS, onde foi identificado um conjunto de diques latíticos de espessuras decamétricas, com direção predominantemente NW-SE, cortando os Monzonitos Hipabissais definidos por Liz *et al.* (2004), e também os andesitos e lamprófiros da ASLS. Os contatos são em geral retos e nítidos, porém, também são observados contatos difusos, quentes, entre os diques latíticos e os monzonitos, o que sugere a contemporaneidade entre essas rochas. Características estruturais, texturais, petrográficas, mineralógicas e litogeoquímicas permitiram classificá-los em três tipos principais: diques compostos autoclásticos, diques latíticos e diques latíticos com anfibólio.

### **1.1 - Localização e Acesso**

A área estudada localiza-se na região de Lavras do Sul, situando-se na porção sudoeste do Escudo Sul-rio-grandense, distando 310 km de Porto Alegre. Este percurso é efetuado pela BR-290 até o entroncamento com a BR-392 onde se inflete para sul, em direção a cidade de Caçapava do Sul. A partir desta, percorre-se 30 km pela RS-357, sentido sudoeste, em direção à cidade de Lavras do Sul (Figura 1)

A área estudada está inserida nas folhas de Lavras do Sul (SH 22-Y-A-IV-3MI) e Arroio América (SH-22-Y-A-IV-1MI), entre as coordenadas planas (UTM) 6600000-6586000m N e 216000-236000m E.



**Figura 1.** Mapa de localização e vias de acesso da área estudada.

## 1.2. - Objetivos

O objetivo geral deste trabalho foi caracterizar e classificar os diques associados à parte do segmento monzonítico da ASLS, onde ocorrem mineralizações de ouro e sulfetos associados, através do estudo de campo de detalhe, juntamente com a análise das características estruturais, texturais, petrográficas, mineralógicas, litogeoquímicas e o hidrotermalismo associado nestas rochas, buscando, assim, entender os mecanismos e processos formadores destas mineralizações e suas encaixantes. Com isso pretende-se contribuir no entendimento da evolução da área estudada e nos processos magmáticos-hidrotermais relacionados à sistemas do tipo Cu-Au pórfiro de uma maneira geral. Do ponto de vista petrológico a pesquisa focaliza a questão das texturas, mineralogia e geoquímica



associadas à passagem dos estágios finais da cristalização magmática para o estágio *sub-solidus*, onde predomina o efeito das fases fluídas.

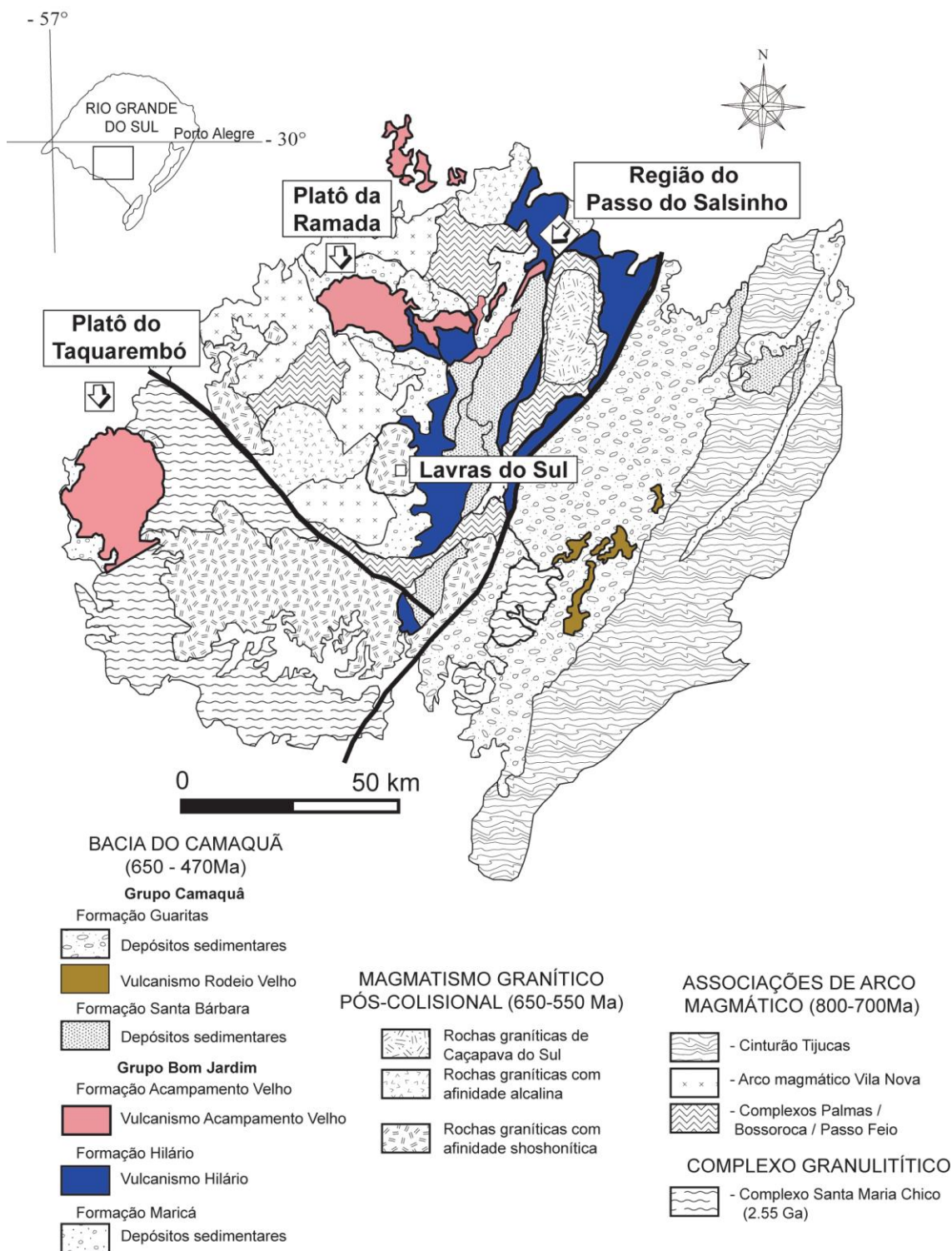
### **1.3 - Estado da arte**

#### **1.3.1 - O magmatismo shoshonítico e alcalino Neoproterozóico da Bacia do Camaquã-RS**

Extensas porções dos terrenos Neoproterozóicos brasileiros, estendendo-se do extremo sul pelas regiões Sudeste, Leste e Nordeste, são contituídas por associações magmáticas que evoluem de cálcio-alcálicas para shoshoníticas e finalmente para alcálicas saturadas em sílica (Nardi & Lima, 2000a). Esse magmatismo assinala o período de estabilização das áreas afetadas pelo Ciclo Orogênico Brasileiro, sucedendo seus eventos colisionais No extremo sul do Brasil, o magmatismo shoshonítico e o alcalino preservam seus componentes vulcânicos, bem como a sequência sedimentar associada, constituindo assim um dos mais completos exemplos do magmatismo Neoproterozóico tardio a pós-colisional (Nardi & Lima, 2000a).

Esta associação de rochas sedimentares e vulcânicas Neoproterozóicas a cambrianas no Rio Grande do Sul preenche a Bacia do Camaquã (Figura 2), sendo recentemente incluída nos Alogrupos Bom Jardim e Santa Bárbara (Paim *et al.*, 1995). O magmatismo relacionado com as litologias da base da Bacia do Camaquã, descrito por Robertson (1966), foi reunido na Formação Hilário (Ribeiro e Fantinel, 1978) ou incluído na Formação Cerro dos Martins (Santos *et al.*, 1978). O magmatismo de caráter ácido e relacionado com as seqüências de topo foi descrito como Formação Acampamento Velho (Ribeiro *et al.*, 1966), tendo sido descrito originalmente por Robertson (1966). Wildner *et al.* (1999) descreveram rochas básicas vinculadas a este magmatismo, representando os magmas parentais dos líquidos intermediários e ácidos (Nardi & Lima, 2000a).

A Formação Hilário (Ribeiro e Fantinel, 1978) na região oeste do Escudo Sul-riograndense compreende o magmatismo shoshonítico descrito como Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (Nardi & Lima, 1985), enquanto a Formação Acampamento Velho é representada na mesma região por vulcanismo intermediário à ácido, pertencente à série alcalina saturada em sílica ou moderadamente alcalina como definida por Wildner (1989).



**Figura 2.** Mapa geológico simplificado do Escudo Sul-rio-grandense, com a distribuição das principais ocorrências do vulcanismo Neoproterozóico na Bacia do Camaquã (modificado de Paim et al., 2000; Wildner et al., 2002).

### 1.3.2 - O magmatismo da Formação Hilário - o vulcanismo shoshonítico

O vulcanismo relacionado à Formação Hilário (Ribeiro e Fantinel, 1978) possui uma maior expressividade na região de Lavras do Sul e de forma subordinada na região de Caçapava do Sul e Vila Nova – Cerro Tupãnci (Nardi & Lima, 2000a). Nestas últimas três áreas, os vulcanitos estão sotopostos às rochas vulcânicas ácidas da Formação Acampamento Velho. Estratigraficamente pertence ao Alogrupo Bom Jardim (Paim *et al.*, 1995) e os vulcanitos interdigitam-se com conglomerados aluviais ricos em clastos de rocha vulcânica.

As rochas efusivas da Formação Hilário são representadas por lavas de traquibasaltos e traquiandesitos agrupadas, juntamente com os termos hipabissais monzoníticos e plutônicas epizonais graníticas, na Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (Nardi & Lima, 1985). Adicionalmente, foram identificadas manifestações localizadas de lamprófiros espessartíticos (Lima & Nardi, 1991) e de leucodioritos cumuláticos na região de Lavras do Sul (Lima & Nardi, 1996).

O segmento básico caracteriza-se por uma textura afanítica, microscopicamente hemicristalina, com andesina-labradorita como fenocristais e clinopiroxênio do tipo augita (Nardi & Lima, 2000a). Os traquiandesitos são texturalmente muito semelhantes às rochas de afinidade cálcio-alcálicas, desenvolvendo uma típica textura porfírica com fenocristais de plagioclásio. Observa-se também a relação estratigráfica com espessos pacotes vulcano-sedimentares aflorantes na região de Caçapava do Sul (Wildner & Lima, 1992). As rochas efusivas básicas posicionam-se nas porções inferiores da seqüência, passando a composições intermediárias nas porções medianas, intercaladas com depósitos piroclásticos de queda retrabalhados e por depósitos de fluxo de menor expressão areal, responsáveis pela geração de ignimbritos (Nardi & Lima, 2000a). Os depósitos epiclásticos são predominantemente de conglomerados vulcânicos gerados principalmente nos estágios finais do vulcanismo shoshonítico. A presença dominante de disjunções colunares nas lavas atesta um ambiente continental, predominantemente subaéreo e localizadamente lagunar. No conjunto, estima-se que estes vulcanitos e epiclásticas associadas atinjam cerca de 3 a 4 km de espessura (Nardi & Lima, 2000a). Subvulcânicas shoshoníticas geneticamente relacionadas a esse evento estão representadas por um domo de lamprófiro espessartítico, *necks* monzoníticos a quartzo monzoníticos e leucodioritos que envelopam o núcleo do Complexo granítico Lavras do Sul

(Nardi, 1984), além de diques de traquiandesitos e riolitos (Nardi & Lima, 2000a), bem como diques latíticos, traquíticos e dacíticos (Liz *et al.*, 2004).

O fato das rochas shoshoníticas possuírem uma variação composicional desde termos básicos até ácidos, representados por rochas efusivas e, em parte, intrusivas, associados a lamprófiros de mesma afinidade geoquímica, permite considerá-las como um dos exemplos mais completos deste tipo de magmatismo no Neoproterozóico (Nardi & Lima, 2000a). As características mineralógicas e geoquímicas enquadram-se em todos os requisitos relacionados por Morrison (1980) para rochas tipicamente shoshoníticas.

As características geoquímicas dos basaltos, como o caráter saturado em SiO<sub>2</sub>, baixo TiO<sub>2</sub>, conteúdo relativamente elevado de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Rb, Ba, Sr, e terras raras leves (ETRL), razão K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O em torno da unidade e conteúdos moderados de elementos litófilos de alto potencial iônico (HFSE) determinam a afinidade shoshonítica destas rochas, bem como a sua vinculação com zonas orogênicas. Nesses termos básicos, é estabelecida a cristalização, sob pressões inferiores a 10 Kbar de olivina, augita, labradorita e ilmenita a partir de um magma evoluído – baixos teores de Co, Ni e Cr; Mg < 0,7 (Nardi & Lima, 2000a). Modelamentos teóricos efetuados a partir dos conteúdos de ETR das rochas básicas, indicam que os prováveis líquidos primários foram gerados por 5 a 10% de fusão de um manto granada-lherzolítico, enriquecido, cerca de 6 a 8 vezes, em ETRL e elementos litófilos de grande raio iônico (Nardi & Lima, 2000a).

As rochas vulcânicas intermediárias, mais expressivas em volume, são contituídas por fenocristais de andesina-labradorita, augita, olivina e titanomagnetita envolvidos por uma matriz hemicristalina. O modelamento teórico, utilizando-se elementos maiores e traços, indica que os traquiandesitos foram gerados a partir da cristalização de basaltos shoshoníticos, com o fracionamento de olivina+clinopiroxênio (Lima & Nardi 1998). Este fracionamento explica satisfatoriamente o crescimento de K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ba, Sr, Rb, Zr e ETR e os baixos teores de Cr, Ni e Co nas rochas traquiandesíticas da ASLS. A coerência dos padrões geoquímicos e dos dados de química mineral com o modelo de cristalização fracionada sugere uma participação subordinada da assimilação na geração destas rochas. Cálculos de balanço de massa e testes com elementos-traço indicam o fracionamento expressivo de plagioclásio, juntamente com augita ± olivina na evolução magmática das rochas andesíticas este processo é responsável pela geração de líquidos residuais monzoníticos

e pela formação de rochas cumuláticas leucodioríticas (Nardi & Lima, 2000a), ocorrentes na porção nordeste do Complexo Granítico Lavras (Nardi, 1984). A cristalização fracionada de associações minerais anídras, desde os termos básicos até o início do segmento monzonítico, deve ser responsável pelo crescimento relativo de voláteis e pela estabilização precoce de anfibólio neste último. O fracionamento desta fase, juntamente com plagioclásio e biotita, gera líquidos residuais riolíticos com composições, no que se refere a elementos maiores, traços e ETR, semelhantes às das rochas da porção central do Complexo Granítico de Lavras e as dos riolitos da ASLS (Nardi & Lima, 2000a). Os estágios finais do magmatismo shoshonítico da região de Lavras do Sul são representados por diques intermediários à ácidos e lamprófiros espessartíticos. Os últimos, embora possuam teores de  $\text{SiO}_2$  semelhantes aos das rochas andesíticas, diferenciam-se destas por seus conteúdos mais elevados de álcalis, MgO, Ni e Cr e mais baixos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Sr, Zr e Nb. A origem de tais padrões geoquímicos pode estar vinculada à assimilação de rochas cálcio-alcálicas por líquidos básicos shoshoníticos enriquecidos em voláteis (Nardi & Lima, 2000a).

### **1.3.3 - As intrusivas associadas à Formação Hilário**

Parte do magmatismo granítico presente na porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense é correlacionável com a Formação Hilário tanto pelas relações de campo e cronológicas quanto por sua afinidade química shoshonítica. Assim, são identificadas como intrusões de afinidade shoshonítica: Complexo Granítico de Lavras (Nardi, 1984), o Monzogranito Santa Rita (Naumann, 1984) e o Maciço Granítico Santo Antônio (Barros & Nardi, 1994), além das rochas hipabissais e subvulcânicas constituintes da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, constituída pelas intrusões epizonais: Monzodiorito Arroio do Jacques e Monzonito Tapera e pelos corpos subvulcânicos denominados por Liz *et al.* (2009) de Monzonitos Hipabissais. As rochas graníticas de afinidade shoshonítica constituem intrusões epizonais, não deformadas, por vezes associadas espacialmente aos seus correspondentes extrusivos, com dimensões variáveis de algumas dezenas a poucas centenas de quilômetros quadrados. Enquanto o núcleo do Complexo Granítico de Lavras e o Monzogranito Santa Rita mostram relações de intrusões em rochas constituintes de um arco magmático Neoproterozóico, o Maciço Granítico posiciona-se mais distante do ambiente de arco magmático, sendo intrudido em rochas granulíticas metamorfisadas durante o Ciclo Tranzamazônico – 2,1 Ga (Nardi & Lima,

2000a). As estruturas observadas são magmáticas, em geral muito localizadas ou produzidas já por uma tectônica rúptil, ocasionando fraturamentos que controlam importantes mineralizações auríferas sulfetadas. A ocorrência de enclaves máficos microgranulares é freqüente, formando enxames localizados e com dimensões variáveis entre 1 e 30 cm (Nardi & Lima, 2000b). No núcleo do Complexo Granítico de Lavras eles foram interpretados como produto de mistura heterogênea de um líquido básico de provável afinidade alcalina saturada em sílica com os magmas graníticos (Nardi e Lima, 2000b).

Granodioritos e monzogranitos são os tipos dominantes, registrando-se a ocorrência de termos menos evoluídos como quartzo-monzonitos e quartzo-monzodiorito no Maciço Granítico Santo Antônio. Suas texturas são predominantemente heterogranulares a porfiríticas, hipidiomórficas de granulação média. As fases máficas variam de clinopiroxênios (diopsídio-Wo<sub>43</sub>En<sub>40</sub>Fs<sub>17</sub>, augita-Wo<sub>26</sub>En<sub>50</sub>Fs<sub>24</sub>), presentes nas fácies menos diferenciadas do Maciço Granítico Santo Antônio (Barros, 1994), geralmente ocorrendo como núcleos circundados por coroas de magnésio-horblenda. Os anfibólios, além de constituir coroas em torno de clinopiroxênios neste maciço, são abundantes também nos granitóides referidos, formando cristais euédricos cristalizados precocemente juntamente com plagioclásio, zircão e apatita. Sua composição varia de magnésio-horblenda a ferro-edenita no núcleo do Complexo Granítico de lavras (Nardi, 1984). As razões FeOt/(FeOt+MgO) dos anfibólios crescem de 0,53 nas magnésio-horblendas até 0,80 nas ferro-edenitas. As biotitas tendem a predominar, dentre as fases máficas, nos termos mais evoluídos (Nardi & Lima, 2000a). Tendo em conta seu conteúdo de Mg e Al (Nachit *et al.*, 1985), podem ser identificadas como biotitas das séries subalcalinas magnesianas, como constata-se para biotitas de granitóides shoshoníticos em geral. Suas razões FeOt/(FeOt+MgO) são comparáveis às dos anfibólios, variando em torno de 0,6 a 0,8. Frequentemente ocorrem inclusas em feldspatos alcalinos, situando seu momento de cristalização a partir dos estágios intermediários (Nardi & Lima, 2000a).

Os plagioclásios variam composicionalmente de labradoritas nos quartzo-monzodioritos até oligoclásio nos granitos mais evoluídos. Particularmente no núcleo do Complexo Granítico de Lavras, o oligoclásio ocorre como mantos envolvendo núcleos de ortoclásio, ovóides ou euédricos, definindo uma textura rapakivi. Sua origem tem sido atribuída a fenômenos de hibridização, seja por magmas básicos, seja pelo magmatismo alcalino mais jovem a ele associado (Nardi & Lima, 2000a).

O feldspato alcalino constitui a maior parte dos megacristais dos granitóides porfíricos e sua cristalização é tardia em relação ao plagioclásio e anfibólio. Zircão, apatita, magnetita titanífera e titanita são os acessórios mais freqüentes (Nardi & Lima, 2000a).

Os granitóides referidos são geralmente metaluminosos, álcali-cálcicos, com razões  $K_2O/Na_2O$  próximas da unidade. No diagrama TAS, os termos menos diferenciados ocupam o campo de rochas pertencentes à série alcalina supersatura em sílica, apresentando valores de  $K_2O + 2 \geq Na_2O$ . assim como para os termos extrusivos, estas características apontam para a sua afinidade shoshonítica.

Da mesma forma, são indicativos de sua filiação shoshonítica os elevados teores de elementos litófilos de baixo potencial iônico, como Sr, Ba e Rb, aliados aos moderados conteúdos de Ti, P, Zr, Nb, e Y. Os padrões de elementos terras raras normalizados pelos valores condríticos mostram-se, de modo geral, muito regulares, com valores de Ce normalizados (CeN) próximos de 80, YbN em torno de 4 e anomalias negativas de Eu apenas nos termos muito diferenciados (Nardi & Lima 2000a).

#### **1.3.4 - Breve revisão conceitual sobre lamprófiros**

Lamprófiros formam um grupo extremamente heterogêneo, composto predominantemente por rochas ígneas alcalinas hipabissais que ocorrem em variados ambientes geológicos distribuídos ao redor do mundo (Rock, 1991). Em muitos lugares, os lamprófiros estão associados com magmatismo granítico, shoshonítico, sienítico, ou carbonatítico (Rock, 1991). Diversas classificações contraditórias para lamprófiros tem sido utilizadas desde o século passado. Entretanto, lamprófiros foram compreensivamente definidos por Rock (1987, 1991) como rochas hipabissais, melanocráticas com texturas porfíricas e tendo como fenocristais apenas minerais máficos, essencialmente flogopita-biotita e/ou anfibólio  $\pm$ olivina. Os minerais félsicos são em geral restritos à matriz. Entretanto, xenocristais de quartzo são comuns devido a rápida ascensão de magmas lamprófiros ricos em voláteis (Rock, 1991). As rochas ocorrem como diques, sills, plugs, stocks ou vents associadas com brechas intrusivas ou extrusivas (Müller & Groves, 1997). Geoquimicamente, magmas lamprófiros possuem composições primitivas, como mostra o alto mg# [onde mg# = razão molecular  $Mg/(Mg+Fe^2)$ , com razão molecular  $Fe^2/(Fe^2+Fe^3)$  definida a 0.15, uma razão comum para rochas ígneas potássicas], e altos teores de Cr, Ni, V.

São tipicamente enriquecidos em LILE, ETRL, e voláteis como CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, F, e Cl (Rock, 1987; Rocke *et al.*, 1990), que são acomodados na estrutura cristalina de minerais hidratados como anfibólios ou micas, ou inclusos nos carbonatos, zeolitas, epidotos, fluoritas ou sulfatos primários (Rock *et al.*, 1988b).

A ocorrência de depósitos primários do tipo PGE em intrusões máfica-ultramáfica aponta para um enriquecimento congruente de metais preciosos em partes do manto (Rock *et al.*, 1988a). Cabri (1981) considera que a maior parte do teor terrestre de metais preciosos foram fracionados no manto inferior e núcleo durante a diferenciação inicial do planeta. O tipo de magma ideal para transportar esses elementos para a crosta é, portanto, aquele que possua caráter ultrabásico e uma origem excepcionalmente profunda. Lamprófiros também possuem composições magmáticas (alto teor de CO<sub>2</sub> e halogênicos) potencialmente favoráveis para o transporte de Au do manto para a crosta (Rock *et al.*, 1988a; Rock, 1991). Recentes revisões tem mostrado que algumas fusões lamprófiricas derivadas do manto possuem alto teor de PGE primário (e.g. Crocket, 1979). A associação no espaço e tempo entre lamprófiros shoshoníticos e depósitos de Au mesotermiais têm sido documentados em diversos terranos arqueanos de *greenstone-belt* (Hallberg 1985; Taylor *et al.* 1994). Os elementos do grupo da platina como Ir, Os, e Ru são compatíveis no manto, e, portanto, permanecem no resíduo mantélico contendo olivina (forsterita). Durante a fusão parcial. (Brüggmann *et al.* 1987). Originalmente, magmas ricos em S como os MORB são em geral pobres em PGE, pois os sulfetos que hospedam estes elementos são removidos durante o fracionamento. Em contraste, os elementos Cu, Au, Pt e Pd são incompatíveis durante a fusão parcial de uma fonte mantélica fortemente empobrecida. (Brüggmann *et al.* 1987; Stanton 1994) formando fusões com enxofre subsaturado (Hamlin *et al.* 1985). Cobre, Au, Pt, e Pd são preferencialmente particionados aos primeiros incrementos de fusões silicatadas do que à uma fração separada de líquido-sulfetado (Taylor *et al.* 1994). O fracionamento destes magmas parentais enriquecidos em metais preciosos, sob condições de subsaturação em S, podem levar ao progressivo enriquecimento de Au e PGE, contanto que a fusão não atinja a saturação em enxofre. (Hamlyn *et al.* 1985; Brüggmann *et al.* 1987; Taylor *et al.* 1994). Sob condições de relativa alta  $fO_2$ , os sulfetos passam a ficar instáveis em relação aos sulfatos no magma e a segregação de uma fusão sulfetada se torna impossível (Richards 1995). Sob estas condições, os elementos calcófilos comportam-se incompativelmente na fusão, tornando-se facilmente enriquecidos durante o



fracionamento (Müller & Groves, 1997). Adicionalmente, a alta  $fO_2$  pode prorrogar a saturação do enxofre até que o sistema atinja a saturação em voláteis, gerando assim fluidos hidrotermais enriquecidos em elementos calcófilos (Richards, 1995). Portanto, o enriquecimento de Au e PGE observado em diversos lamprófiros potássicos poderia ser uma feição primária (Müller & Groves, 1997). O fato de nem todas as suítes de rochas ígneas potássicas possuírem mineralização, e de que nem todos lamprófiros shoshoníticos sejam enriquecidos em Au e PGE, provavelmente indica a heterogeneidade dos processos de metassomatismo no manto (Taylor, 1994). Não está claro se a natureza oxidante de basaltos de arcos oceânicos tardios é uma característica da fonte ou se é o resultado de processos secundários como degaseificação (Ballhaus, 1993). Genericamente, há dois mecanismos para a geração de magmas subsaturados em S enriquecidos em metais preciosos:

- alta temperatura ( $>1400^\circ\text{C}$ ), grande grau ( $\geq 25\%$ ) de fusão parcial do manto relacionado com a atividade de plumas mantélicas astenosféricas.

- baixa temperatura, pequeno grau de fusão parcial de material da cunha mantélica ( $\leq 4$  ppb Pt, Pd;  $\leq$  ppb Au;  $< 250$ ppm S) em arcos de subducção.

O segundo processo pode levar a formação de lamprófiros potássicos e shoshonitos enriquecidos em metais preciosos primários (Müller & Groves, 1997).

Como discutido acima, existe uma associação espacial e provavelmente genética entre mineralizações de Cu-Au e suítes ígneas alto-K em ambientes de arcos oceânicos tardios, arcos continentais e arcos pós-colisionais (Müller & Groves 1993). A mineralização sulfetada portadora de Au nesses ambientes é geralmente disseminada ou ocorre como veios quartzosos em *stockwork* nas rochas alto-K hospedeiras (Müller & Groves, 1997). A alta salinidade das inclusões fluidas nesses depósitos sugerem que os fluidos mineralizantes eram de origem magmática (Kwak 1990; Moyle *et al.*, 1990), e a mineralização e o magmatismo potássico são contemporâneos (Müller & Groves 1997). Há ainda algumas semelhanças nas associações de lamprófiros e depósitos de Au-Cu em terrenos proterozóicos, incluindo aqueles das minas de Goodall e Tom's Gully no Pine Creek Geosinclínio do norte da Austrália.

### **1.3.5 - Os lamprófiros da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul**

Tendo-se em conta a superposição composicional dos lamprófiros espessartíticos de Lavras do Sul com os vulcanitos shoshoníticos ricos em fenocristais de plagioclásio da mesma

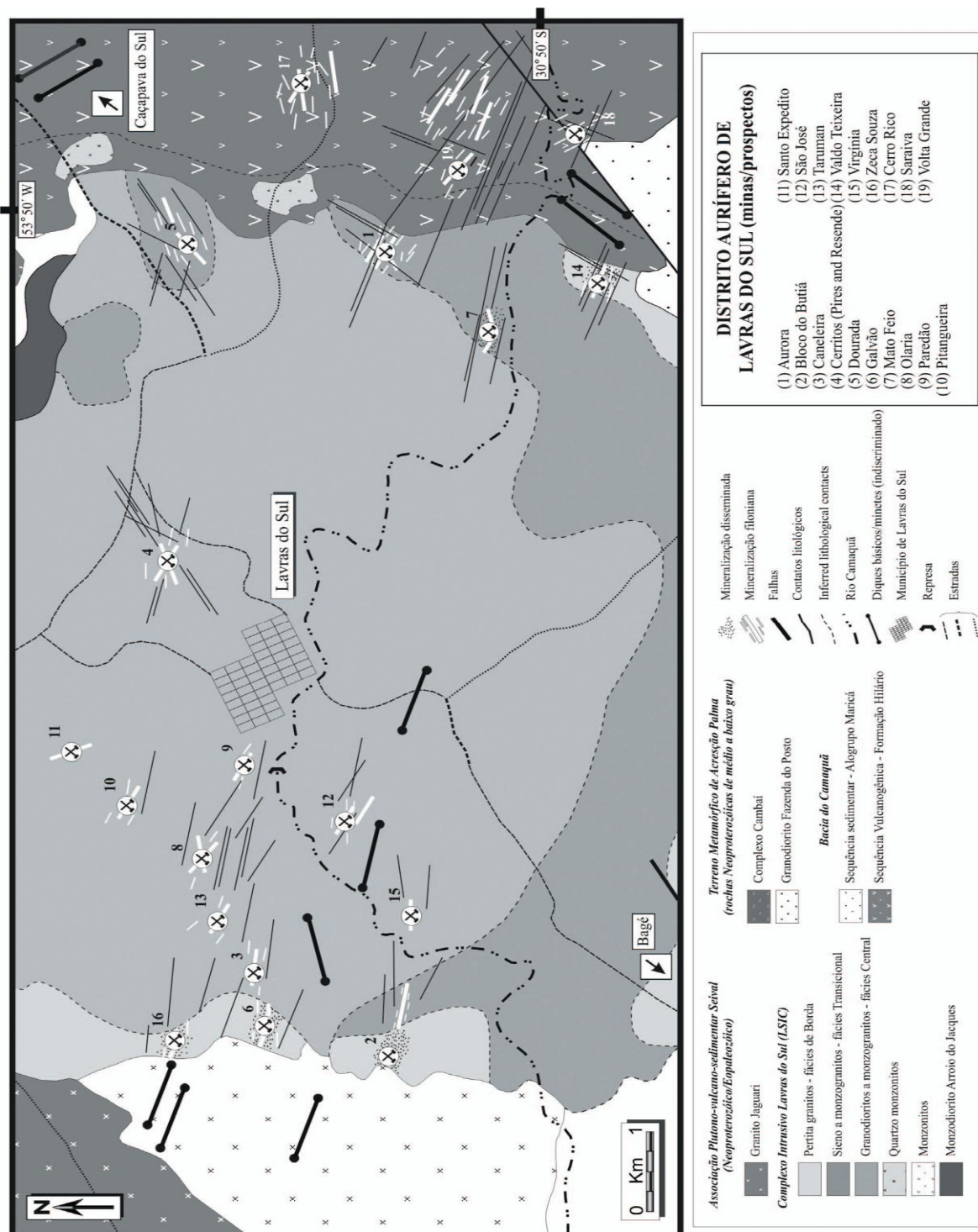
região, definidos no diagrama TAS, pode-se estabelecer as seguintes comparações entre estes dois grupos de rochas: i) ambos possuem teores de SiO<sub>2</sub> característicos de rochas intermediárias; ii) os dois grupos têm baixos conteúdos de TiO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; iii) os teores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e CaO são mais baixos nas rochas espessartíticas que nas vulcânicas shoshoníticas típicas; iv) os conteúdos de FeO\* são semelhantes para ambos os grupos; v) os teores de MgO, Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O são ligeiramente superiores nos espessartitos; vi) os teores de Rb, Ba e Y são similares para os shoshonitos e lamprófiros espessartíticos, enquanto os teores de Sr são mais baixos nestes últimos ; vii) os conteúdos de Zr e Nb são menores nos espessartitos, viii) os teores de Ni e Cr são, em geral, superiores nos espessartitos em relação às rochas shoshoníticas; ix) os padrões de ETR, normalizados por valores condriticos, mostram um menor conteúdo de ETRL nas rochas espessartíticas e uma superposição dos valores de ETRP com os das rochas shoshoníticas (Lima *et al*, 2007a). O conjunto de aspectos geoquímicos acima descritos pode ser abordado a partir de uma hipótese que considere para lamprófiros espessartíticos da ASLS uma origem semelhante a das rochas intermediárias (shoshonitos) desta associação. Independente dos modelos genéticos para as rochas lamprófiros da região de Lavras do Sul, deve-se ter em conta que o *trend* evolutivo deste grupo, no diagrama TAS, mantém o padrão geoquímico de rochas shoshoníticas. Diversos autores (Cogné, 1962; Rock, 1984, 1991) argumentam a favor da contaminação crustal para a geração dos lamprófiros cálcico-alcalinos ou shoshoníticos, a partir de dados isotópicos ( $\epsilon$ Nd variável, baixa razão Pb<sup>206</sup>/Pb<sup>204</sup>) aliados à presença comum de xenólitos de rochas graníticas. Uma investigação sobre a origem de lamprófiros shoshoníticos arqueanos de Abitibi, realizada por Wyman & Kerrich (1988, 1993), demonstra que o enriquecimento de Ba, Rb e K, nestas rochas, está relacionado ao metassomatismo mantélico, enquanto que o conteúdo baixo de Sr, que determina as elevadas razões K/Sr e Ba/Sr, é decorrente da contaminação crustal. Foley (1992) argumenta que a origem dos lamprófiros ultrapotássicos (minetes) pode ser explicada pela fusão de porções do manto enriquecidas em minerais hidratados. Esta hipótese foi adotada por Nardi *et al*. (2000) para explicar a origem dos minetes associados ao Maciço Sienítico Piquiri, aflorante na porção nordeste do Escudo Sul-rio-grandense. De acordo com estes autores, fusões de porções do manto constituídas por clinopiroxênio-flogopita-apatita-anfibólio-sulfetos±granada, sob pressões da ordem de 5 GPa e temperaturas acima de 1000°C, geram magmas do tipo minete. O caráter ultrapotássico vincula-se a abundância de flogopita na

fonte, enquanto o caráter potássico, ou mesmo sódico, decorre do predomínio de anfibólio no manto (Lima *et al.*, 2007a). De acordo com esta hipótese, os espessartitos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul podem ter como origem a fusão e fontes similares às dos magmas shoshoníticos, porém mais enriquecidas em anfibólios, conforme o modelo de manto venulado proposto por Foley (1992).

### **1.3.6 - Breve histórico das mineralizações no Distrito aurífero de Lavras do Sul-RS**

A região de Lavras do Sul caracteriza-se pela pesquisa e mineração de ouro. Os registros mais antigos estão contidos em Carvalho (1932). Este autor relata que, no fim do século XVIII, algumas famílias, provenientes das ilhas Canárias, teriam lá se instalado e iniciado a lavra de ouro. No entanto, teriam sido mineiros, provenientes de Minas Gerais, incorporados às forças portuguesas que lutavam contra espanhóis no sul do Brasil, os responsáveis pela descoberta de ouro na região. A partir de então, iniciou-se uma sucessão de explorações, principalmente, relacionadas às garimpagens ao longo dos aluviões recentes, nas margens dos arroios que circundam a cidade. Segundo Teixeira & Leinz (1942), apenas em 1870 foi construído o primeiro engenho para triturar o minério quartzoso visando à extração do ouro primário. Uma série de pequenas companhias formou-se e foram extintas, constituídas por capitais limitados, segundo relata Carvalho (1932). De 1902 a 1909, a Companhia Belga trabalhou intensamente com a construção de uma represa, pilões, mesas concentradoras e tanques de cianetação. A razão precisa para o término dos trabalhos não é conhecida e muitas das empresas no fim do século passado, e início deste, também não deixaram registro de suas atividades, prejudicando uma avaliação histórica, tecnicamente mais precisa, do que foi a mineração e lavra de ouro na região. Durante esse período, a produção de ouro era muito variada, oscilando entre 500g a 2 kg por mês, com teor de pureza de 80% de Au e 20% de Ag. Nos trabalhos de Carvalho (1932) e Teixeira & Leinz (1942), identifica-se uma sucessão de altos e baixos na história da exploração de ouro em Lavras do Sul (até 1940 aproximadamente). Isto teria ocorrido, principalmente, pela oscilação do preço do ouro e do baixo conhecimento técnico das ocorrências o que, por vezes, teria levado a dimensionamentos por demais otimistas das jazidas, acarretando investimentos desastrosos. Da década de 40 até a atualidade, a exploração do ouro na região de Lavras do Sul continuou oscilando na sua intensidade. Entre os principais trabalhos desenvolvidos pode-se citar

Carvalho (1932), Leinz *et al.* (1941), Teixeira & Leinz (1942), Goñi (1961), Ribeiro *et al.* (1966), Kaul & Zir Filho (1974), Reischl (1980), Nardi (1984), Nardi & Lima (1985), Lima (1985), Vieira Jr. & Soliani Jr. (1989), Mexias (1990), Mexias *et al.* (1990a, b, 1995 e 1997), Gastal (1997), Lima & Nardi (1998), Gastal & Lafon (1998) e Gastal *et al.* (1999), entre outros. Abaixo um mapa geológico simplificado contendo as principais minas da região de Lavras do Sul (Figura 3).



**Figura 3.** Mapa geológico de Lavras do Sul. Extraído de Mexias *et al.* (2007), adaptado a partir de Reichl (1980), Gastal & Lafon (1998) e Bongioiolo *et al.* (2006).

## **1.4 Métodos de Investigação Utilizados**

### **1.4.1 - Levantamento Bibliográfico**

O objetivo desta etapa foi compilar os dados e informações existentes sobre a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, desde as definições originais até trabalhos recentes, com o intuito de auxiliar nas interpretações das relações entre os diques latíticos e as rochas encaixantes, dando enfoque aos corpos hipabissais.

### **1.4.2 - Trabalho de Campo**

Foi realizada uma etapa de trabalho, em janeiro de 2010, totalizando 05 dias de campo, que consistiram no detalhamento geológico da porção norte da região de Lavras do Sul, com o mapeamento de detalhe de um perfil de aproximadamente 3 km de distância, com orientação aproximadamente N-S, que buscou mapear a ocorrência de diques nos corpos hipabissais da área. Os dados de trabalhos anteriores foram integrados às novas informações obtidas neste trabalho.

### **1.4.3 - Preparação de amostras**

Das amostras coletadas no campo foram selecionadas as mais representativas de cada um dos tipos de dique e submetidas à preparação para análises de química de rocha total e petrografia. Estas foram processadas no laboratório de apoio analítico e preparação de amostras, no Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica – CPGq, do Instituto de Geociências da UFRGS. As amostras destinadas a análise química foram inicialmente fragmentadas em pedaços de até 2cm de comprimento por uma prensa hidráulica. Após, foram moídas à mão no grau de ágata, até atingirem o tamanho necessário para a fase seguinte: o moinho de bolas de ágata, onde são pulverizadas e atingem o tamanho médio de <200 Mesh – granulometria exigida para as análises de química de rocha total (assim como para separação mineral).

As lâminas delgadas foram confeccionadas no laboratório de laminação do Instituto de Geociências da UFRGS por um capacitado técnico da área. Para a confecção das lâminas, primeiro foi necessário cortar a amostra numa dimensão aproximada de 10 cm de comprimento. Após cortou-se um pequeno retângulo, denominado esquírola, onde se colou um

delgado vidro. A esquírola de rocha colada ao vidro foi desgastada até chegar à espessura padrão de 0,3  $\mu\text{m}$ . A última etapa consistiu na sobreposição da lamínula.

#### 1.4.4 - Petrografia

A petrografia foi uma das chaves fundamentais deste trabalho, com base principalmente na descrição em microscópio ótico de 25 lâminas de rocha. Os trabalhos foram complementados com o reconhecimento de alguns minerais com difração de raio-X.

A petrografia consiste em descrições macroscópicas e microscópicas convencionais. Parte da primeira foi efetuada previamente em campo, com auxílio de lupa de mão com aumento de 15 vezes, durante a coleta das amostras. A outra etapa foi realizada em laboratório com o auxílio de lupa binocular da marca *Carls Zeiss* cujos aumentos variam de 2 a 50 vezes. O objetivo da análise microscópica é a identificação das fases minerais, das variedades texturais e as relações entre elas, de forma a estabelecer a ordem e a história de cristalização e evolução magmática, assim como das paragêneses hidrotermais, o que contribuiu para a caracterização petrogenética da área estudada.

#### 1.4.5 - ICP-MS – Análises Químicas

A Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS) é uma técnica analítica capaz de detectar composições isotópicas e concentrações de elementos traços (incluindo ETR) presentes na amostra, crescentemente utilizada em diversas áreas de estudos, como, por exemplo, geoquímica, ciência de materiais, técnicas forenses e estudos ambientais. É um método capaz de medir a maioria dos elementos da tabela periódica com baixos limites de detecção e boa precisão em diversas ordens de magnitude. Os elementos são medidos simultaneamente, e uma completa análise pode ser feita num intervalo de aproximadamente dois minutos.

Os dados utilizados neste trabalho foram obtidos no *Activation Laboratories Ltd.* – Ontário, Canadá, utilizando a técnica de ICP (*Inductively Coupled Plasma*) para os elementos maiores e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Microspectrometry*) para os elementos traços e terras raras. Os dados obtidos foram comparados com os dados disponíveis na bibliografia para o restante das rochas representativas das diferentes litologias da ASLS (Lima, 1995; Lima *et al.*, 2007; Liz *et al.*, 2004; Liz *et al.*, 2009).

#### **1.4.6 - Difractometria de raio-X**

A difratometria de raios-X foi utilizada para a análise mineralógica das principais fases minerais (sulfetos e silicatos) presentes na matriz afanítica e como preenchimento de amígdalas. O equipamento utilizado é um difratômetro SIEMENS BRUKER AXS Modelo D5000, com goniômetro  $\theta$ - $\theta$ , pertencente ao Instituto de Geociências, UFRGS. A radiação é  $K\alpha$  em tubo de cobre nas condições de 40 kV e 25 mA. A velocidade e o intervalo de varredura do goniômetro para cada tipo de análise é a seguinte: para amostras em pó: 1 segundo para  $0,02^\circ$  de degrau do goniômetro de  $2^\circ$  a  $72^\circ 2\theta$ . Os minerais e/ou fases cristalinas são identificados através da medida das distâncias interplanares e das intensidades relativas dos picos nos difratogramas. Os minerais identificados, na análise total, apresentam-se comparados com padrões do banco de dados do computador (JCPDS) e indicado/referenciado sobre o pico mais importante e diagnóstico do mineral. As análises são interpretadas através do programa DIFFRACPLUS em que os picos são indexados no difratograma.

#### **1.4.7 - Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)**

Os trabalhos de petrografia foram complementados com o reconhecimento de algumas fases minerais (silicatos, sulfetos/sulfatos e óxidos), a partir de análises por imagens de elétrons retroespalhados com análises qualitativas por EDS. Para isso se fez necessário a utilização do microscópio eletrônico de varredura (MEV), marca JEOL, modelo JMS-5800, utilizando energia de 20kv e tempo de contagem de 200s por análise no Centro de Microscopia Eletrônica da Universidade Federal do Rio Grande Do Sul.

#### **1.4.8 - Elaboração da dissertação**

A dissertação foi redigida no formato de integração de artigo científico, de acordo com a Resolução 002/98 do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – PPGGEO-UFRGS. O artigo gerado através deste estudo foi submetido à revista Pesquisas em Geociências.



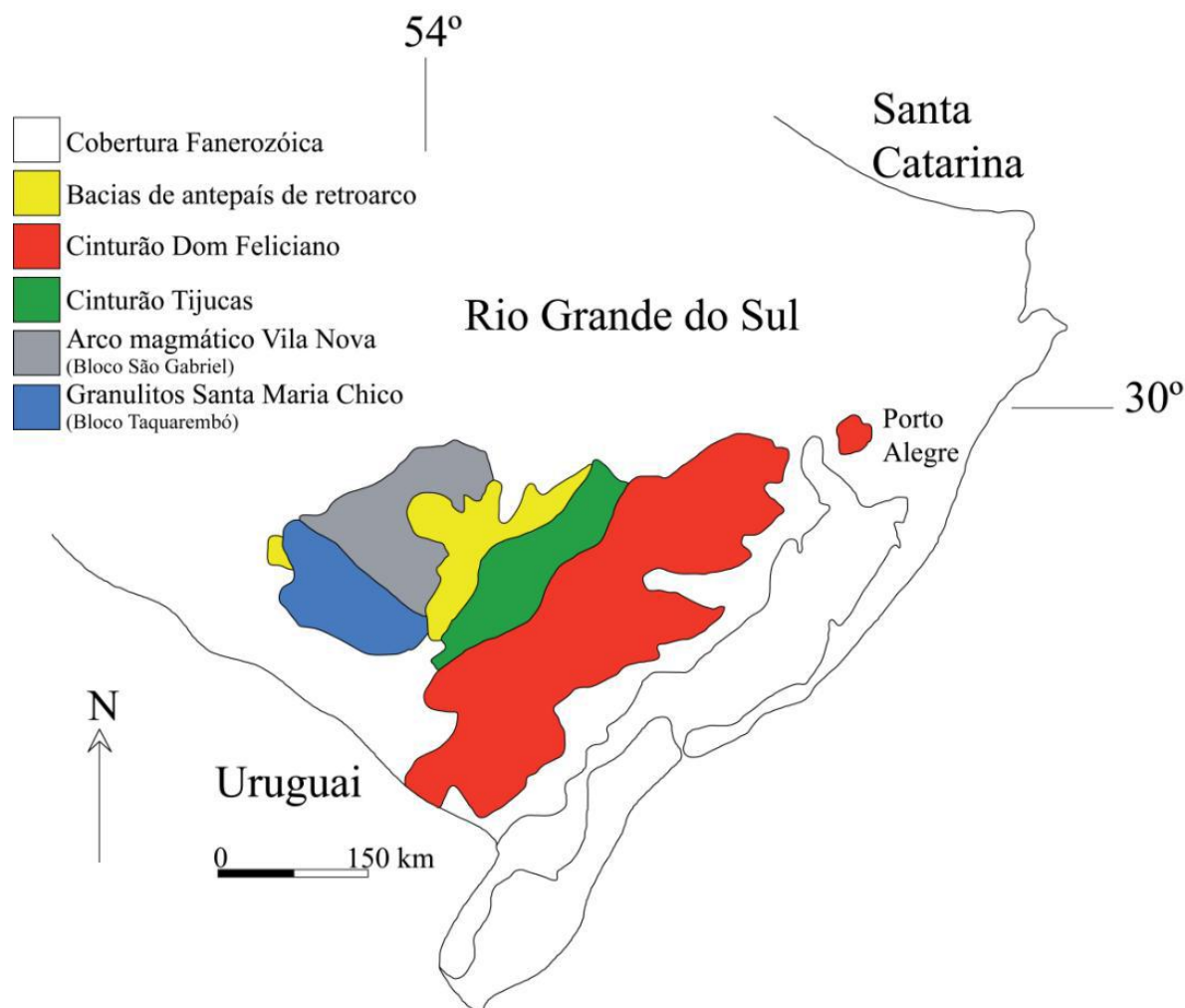
## 1.5 - Geologia regional e da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul

### 1.5.1 - Contexto geotectônico

Os terrenos pré-cambrianos do extremo sul do Brasil constituem a porção meridional da Província Mantiqueira, de acordo com a divisão em províncias estruturais proposta por (Almeida *et al.*, 1977), que ao longo das últimas décadas tem sido objeto de diferentes interpretações geológicas (Almeida, 1967; Cordani *et al.*, 1974; Almeida *et al.*, 1977; Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar *et al.*, 1982; Jost e Hartmann, 1984; Fragoso Cesar, 1991; Fernandes *et al.*, 1992; Chemale Jr. *et al.*, 1994; Chemale Jr., 2000). Dentro deste enfoque, destaca-se o trabalho pioneiro de Ribeiro & Fantinel (1978), visando o reconhecimento de uma estruturação geológica coerente, capaz de explicar a intrincada relação entre terrenos metamórficos de alto a baixo grau, associados a granitóides de diferentes afinidades geoquímicas e depósitos vulcano-sedimentares, em geral não deformados (Lima, 1995).

Segundo vários autores (*e.g.* Jost & Hartmann, 1984; Chemale Jr. *et al.*, 1994; Chemale Jr., 2000) a porção meridional da Província Mantiqueira pode ser compartimentada nas seguintes unidades: i) Granulitos Santa Maria Chico (Bloco Taquarembó), com granulitos paleoproterozóicos (2,55 Ga) e intrusões graníticas brasileiras; ii) Arco Magmático Vila Nova (Bloco São Gabriel), com forte contribuição juvenil (800-700 Ma); iii) Cinturão Neoproterozóico Tijucas, com retrabalhamento de crosta paleoproterozóica (800-700 Ma); iv) Cinturão Neoproterozóico Dom Feliciano (650-580 Ma) e v) Bacias de antepaís de retroarco (650-470 Ma).

Dentro deste contexto geotectônico, a ASLS localiza-se na porção centro-sul do Bloco São Gabriel (Figura 4), a noroeste do Escudo Sul-rio-grandense, e reúne em um arranjo complexo diferentes tipos de rochas, incluindo metaultramafitos, rochas metamórficas, granitóides, rochas vulcânicas e sedimentares (Lima, 1995).



**Figura 4.** Compartimentação geotectônica da Província Mantiqueira.

### 1.5.2 – A Bacia do Camaquã e magmatismo associado

O Neoproterozóico no sul do Brasil é caracterizado por plutonismo, ao longo de grandes zonas de cisalhamento translitosféricas, e plutonismo, vulcanismo e sedimentação em bacias sedimentares, cuja principal representante no Escudo Sul-rio-grandense é a Bacia do Camaquã (Lima *et al*, 2007). Estas associações vulcano-sedimentares estão situadas fora das principais zonas de cisalhamento e são depositadas sobre um diversificado embasamento, variando desde complexos granulíticos paleoproterozóicos até diversos terrenos brasileiros representados por associações de rochas ígneas e metamórficas. A Bacia do Camaquã está relacionada aos estágios pós-colisionais do ciclo Brasileiro-Pan-Africano e pode ser considerada do tipo *strikeslip*, embora seja ainda bastante controversa a sua classificação e

os mecanismos de sua geração (Brito Neves & Cordani, 1991; Chemale Jr., 2000; Gresse *et al.*, 1996; Paim *et al.*, 2000). Entende-se como ambiente pós-colisional um período complexo posterior ao da colisão principal, podendo incluir grandes movimentos ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes, colisão oblíqua, delaminação litosférica, rifteamento, subducção de pequenas placas oceânicas e vulcanismo associado à sedimentação em bacias do tipo *strike slip* (Liégeois, 1998; Bonin, 2004). Diferentes ciclos vulcânicos têm sido identificados na Bacia do Camaquã (Wildner *et al.*, 2002): (i) rochas vulcânicas mais antigas, com composições predominantemente intermediárias e algumas ocorrências básicas e ácidas, de afinidade shoshonítica (Formação Hilário, senso Ribeiro & Fantinel, 1978 ou Aloformação Hilário senso Paim *et al.*, 2000), (ii) vulcanismo bimodal de afinidade moderadamente alcalina sódica (Formação Acampamento Velho, senso Ribeiro & Fantinel, 1978 ou Aloformação Acampamento Velho senso Paim *et al.*, 2000), representada principalmente por depósitos explosivos/efusivos de composição ácida que sucedem a seqüência shoshonítica; (iii) rochas vulcânicas mais novas (Membro Rodeio Velho, Ribeiro & Fantinel, 1978 ou Andesito Rodeio Velho, Paim *et al.*, 2000), caracterizadas por depósitos efusivos de composição básica-intermediária e afinidade moderadamente alcalina a toleítica alto-K (Lima *et al.*, 2007).

A Bacia do Camaquã pode ser interpretada como um *locus* deposicional, no qual ocorreu a superposição de diversos tipos de bacias que foram individualizadas em termos tectônicos, termo-mecânicos e geocronológicos, apresentando registros litológicos próprios e mecanismos de subsidência distintos (Paim *et al.*, 2000). Em termos de evolução geológica, esta bacia foi caracterizada pela alternância de intervalos onde dominaram eventos deposicionais, com o acúmulo de espessos pacotes sedimentares e vulcano-sedimentares e intervalos predominantemente erosionais (Lima *et al.*, 2007). Nas fases de preenchimento, os episódios vulcânicos dominaram, normalmente na base das unidades de maior hierarquia, seguidos pela deposição de sedimentos predominantemente siliciclásticos (Lima *et al.*, 2007a). Este contexto dinâmico, envolvendo eventos ígneos, sedimentares e deformacionais, gerou um complexo padrão de preenchimento, representado por uma série de unidades estratigráficas. Com este quadro, Paim *et al.* (2000) propõem que a sucessão completa da Bacia do Camaquã seja incluída no Alosupergrupo Camaquã, o qual pode ser subdividido em cinco unidades principais, limitadas entre si por discordâncias angulares regionais, individualizando os Alogrupos: Maricá, Bom Jardim, Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas. Estas unidades,

de acordo com critérios litoestratigráficas propostos por Ribeiro & Fantinel (1978), são grupadas no Grupo Bom Jardim, abrangendo as formações Maricá, Vargas, Hilário e Acampamento Velho, e no Grupo Camaquã, constituído pelas formações Santa Bárbara e Guaritas (Lima *et al.*, 2007b). A seqüência sedimentar da Bacia do Camaquã é composta predominantemente por siltitos, arenitos com um aumento na abundância de conglomerados e arenitos em direção ao topo da seqüência. Representa uma evolução e ambientes marinhos rasos para continentais, onde dominam os ambientes flúvio-lacustres e desérticos. O vulcanismo Neoproterozóico-Ordoviciano desempenha um papel importante dentro da evolução da Bacia do Camaquã, na qual as características do magmatismo mostram uma evolução de termos toleíticos e cálcico-alcálicos alto-K, para shoshonítico, até alcalino sódico, sendo a contribuição crustal representada por granitóides peraluminosos (Sommer *et al.*, 2006) (Figura 2). Wildner *et al.* (2002) organizaram os episódios vulcânicos da Bacia do Camaquã em diferentes ciclos, estabelecidos em ambientes continentais sob condições predominantemente subaéreas. Os ciclos vulcânicos foram individualizados em: (i) vulcanismos Maricá, Hilário e Acampamento Velho, associados às formações homônimas; (ii) vulcanismo Rodeio Velho, vinculado ao Membro Rodeio Velho da Formação Guaritas (Figura 2). Ao contrário destas três últimas unidades, onde o volume de rochas vulcânicas é expressivo, os registros de vulcanismo na Formação Marica são questionáveis e frequentemente contestados (e.g. Lima, 2002). Originalmente, a identificação da atividade vulcânica na Formação Maricá foi fundamentada na presença de fragmentos vulcânicos em camadas delgadas de conglomerados. Outras ocorrências do vulcanismo são controvertidas, como as descritas na região da Ramada, e representadas por níveis vulcânicos (lavas e rochas piroclásticas) intercalados com rochas sedimentares (Santos *et al.*, 1978; Borba *et al.*, 2004; Borba *et al.*, 2006). Matos *et al.* (2002) interpretaram os referidos níveis de lavas como riolitos hipabissais relacionados à Formação Acampamento Velho, sendo os níveis piroclásticos considerados como porções auto-brechadas destas intrusões (Lima *et al.*, 2007).

### **1.5.3 - Geologia da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul**

A ASLS é uma associação vulcano-plutônica neoproterozóica com idades entre 601 e 587 Ma. A região de Lavras do Sul localiza-se na porção centro-sul do Bloco São Gabriel (Figura 4). A unidade mais antiga deste bloco é representada pelo Complexo Cambai, o qual é

constituído pelos metaultramafitos Cerro Mantiqueira, por rochas metassedimentares da Sequência Marmeleiro, metagranitóides e gnaisses cálcico-alcalinos. Estratigraficamente este complexo é anterior aos metamorfitos Arroio da Porteira, que são recobertos por rochas arcoseanas anquimetamórficas da Formação Maricá. Sobrejacente a esta última ocorrem depósitos vulcânicos das formações Hilário (rochas shoshoníticas) e Acampamento Velho (rochas alcalinas), representantes do vulcanismo alcalino saturado em sílica, potássico e sódico, respectivamente, do Grupo Bom Jardim, constituinte da Bacia do Camaquã. Granitóides shoshoníticos não deformados, constituem as contrapartes plutônicas da Formação Hilário, definida como Complexo Granítico de Lavras (Nardi, 1984). Todo este conjunto de rochas é coberto pelas rochas conglomeráticas da Formação Santa Bárbara (Lima, 1995). As rochas mais antigas da sequência vulcânica da ASLS são traquibasaltos potássicos, sucedidos por quatro ciclos efusivos shoshoníticos, além de pequenos volumes de depósitos piroclásticos de queda e fluxo que intercalam tufos, lúpili-tufos e brechas vulcânicas. Tais rochas têm a particularidade de possuir fragmentos de rochas básicas, fragmentos acidentais de arenito e de rochas metamórficas (Lima, 1995). As rochas piroclásticas ocorrem intercaladas entre os pacotes de rochas básicas e têm uma maior expressão junto aos derrames intermediários. Toda esta sequência está associada às intrusões de lamprófiros espessartíticos, diques traquiandesíticos à riolíticos, além de intrusões monzoníticas rasas (Monzonito Tapera, Mozodiorito Arroio do Jaques e Monzonitos Hipabissais – Liz *et al.*, 2004).

#### **1.5.4 - Geologia dos corpos monzoníticos/latíticos da ASLS e mineralizações associadas**

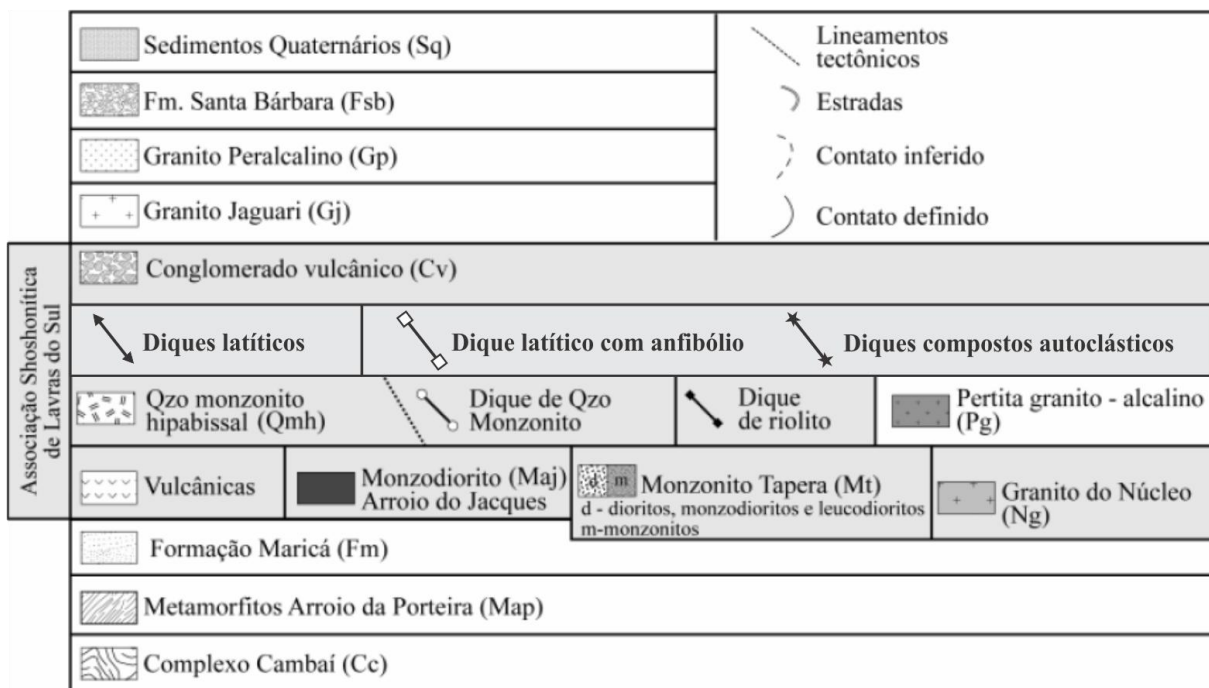
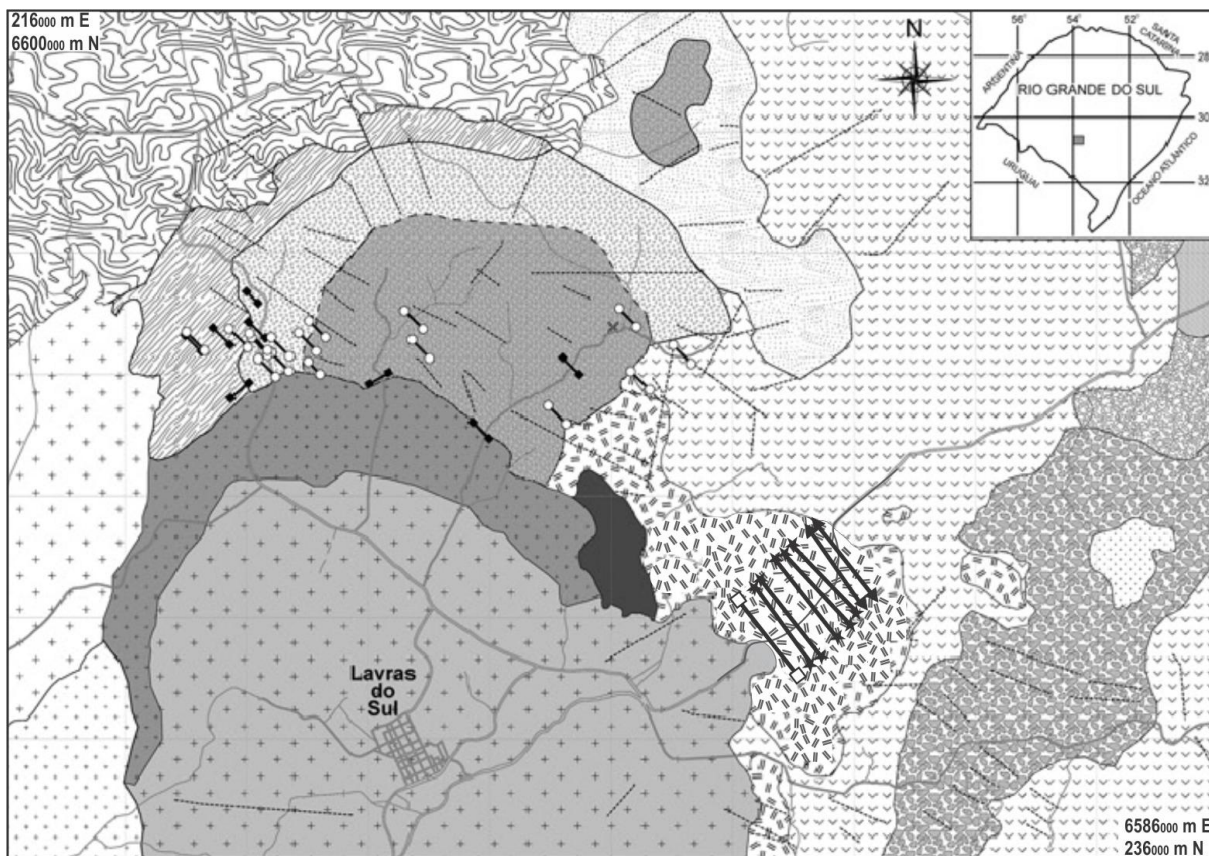
As rochas monzoníticas são importantes constituintes da associação Shoshonítica de Lavras do Sul, e ocorrem, preferencialmente, em uma estrutura semicircular na porção norte da área (Liz *et al.* 2009). São contemporâneas aos vulcanitos da base, e representadas pelas intrusões epizonais: Monzodiorito Arroio do Jacques ( $599 \pm 7$  Ma) e Monzonito Tapera ( $601 \pm 5$  Ma), e pelos corpos subvulcânicos denominados por Liz *et al.* (2009) de Monzonitos Hipabissais ( $587 \pm 4$  Ma), cuja distribuição e forma são relacionados a sistemas de subsidência de caldeiras (Liz *et al.*, 2009). O primeiro ocorre como um corpo alongado com direção NW-S e extensão de 2,5 km por 1 km de largura, sendo constituído por monzodioritos, quartzo monzodioritos e, subordinadamente, ortopiroxênio dioritos, atingindo, algumas vezes, composições monzoníticas. O Monzonito Tapera apresenta zonação normal e formato de

meia-lua, e é caracterizado por dioritos e leucodioritos que evoluem, em direção ao sul, para monzodioritos e monzonitos (Liz, 2008). Os eventos magmáticos finais, relacionados ao magmatismo shoshonítico de Lavras do Sul são representados pelos Monzonitos Hipabissais, que compreende monzonitos e quartzo-monzonitos subvulcânicos concentrados na borda nordeste do Complexo Granítico de Lavras, tendo uma destas intrusões um padrão geométrico semi-circular (Liz *et al.*, 2009). Esta morfologia é comum em terrenos vulcânicos associados ao colapso de caldeiras, sendo essa hipótese coerente com sugestões anteriores (Lima, 1995, Gastal *et al.* 2006, Gastal & Lafon, 2006). Estes litotipos representam intrusões ressurgentes tipo *finger* com direção, predominantemente, NW-SW que seccionam o Monzonito Tapera, o Monzodiorito Arroio do Jaques, os shoshonitos e a borda nordeste do Complexo Granítico de Lavras. Temporalmente vinculados aos Monzonitos Hipabissais ocorrem os diques riolíticos de espessuras decamétricas e as últimas manifestações efusivas intermediárias. Manifestações latíticas estão representadas por diques decamétricos com direção NW-SE na porção nordeste de Lavras do Sul (Liz, 2008). A presença de expressivos depósitos efusivos aliada a uma fração piroclástica de fluxo de natureza traquiandesítica a riolítica (Lima, 1995), especialmente na porção sudeste do Complexo Granítico Lavras, permite sugerir uma extração gradativa do magma responsável pela geração de um sistema de caldeira, podendo envolver mecanismos do tipo *downsagging* e subsidência de blocos, como o descrito por Lipman (1997, 2000).

Um aspecto geológico importante dos sistemas monzoníticos é a estreita relação com mineralizações de sulfetos de cobre e ouro, em geral vinculados aos sistemas do tipo cobre-pórfiros. Cerca de 20% dos maiores depósitos de ouro no mundo (pórfiro e epitermal) estão relacionados aos latitos e/ou monzonitos de afinidade shoshonítica (Müller & Groves, 1997). Ocorrências como as de Kalamazzo e São Manuel no Arizona (Chaffe 1982), Highland Valley-British Columbia, no Canadá (White & Herrington 2000), Lihir Island, na Papua Nova Guiné (Müller & Groves 1997) e Complexo Vulcânico Goonumbla na Austrália (Heithersay & Walshe, 1995) ilustram esta vinculação. Este contexto potencializa a investigação de Lavras do Sul, onde um conjunto de rochas shoshoníticas, incluindo um segmento monzonítico/latítico, apresenta mineralizações auro-cupríferas, cuja origem, de acordo com Nardi & Lima (1988), Mexias *et al.* (1994), Hartmann *et al.* (1999) e Remus *et al.* (2000), pode ser atribuída a um sistema do tipo cobre-pórfiro. Este sistema tem como uma

importante característica a zonalidade na alteração, que varia desde a propilitização até uma zona potássica.

No presente trabalho são apresentados os resultados do estudo de campo de detalhe dos diques associados à parte do segmento monzonítico da ASLS. Os trabalhos concentraram-se na parte nordeste do município de Lavras do Sul – RS (Figura 5), onde foi identificado um conjunto de diques latíticos de espessuras decamétricas, com direção predominantemente NW-SE, cortando os Monzonitos Hipabissais definidos por Liz *et al.* (2004), e também os andesitos e lamprófiros da ASLS. Os contatos são em geral retos e nítidos, porém, também são observados contatos difusos, quentes, entre os diques latíticos e os monzonitos, o que sugere a contemporaneidade entre essas rochas. Características estruturais, texturais, petrográficas, mineralógicas e litogeoquímicas permitiram classificá-los em três tipos principais: diques compostos autoclásticos, diques latíticos e diques latíticos com anfibólio. Este conjunto é marcado por uma grande variabilidade textural, predominando os tipos porfíricos, com abruptas variações nas dimensões dos megacristais, fenocristais e matriz, resultado da diferenciação magmática, segregação mineral e processos de mistura de magmas.



**Figura 5.** Mapa geológico da porção norte de Lavras do Sul (modificado de Liz *et al.*, 2009).



## 1.6 Análise Integradora

As características geoquímicas dos termos plutônicos são observadas em praticamente todos os tipos litológicos da associação Shoshonítica de Lavras do Sul, sendo interpretadas como indicativas de uma geração dos magmas parentais a partir de manto litosférico modificado por fluidos enriquecidos em CO<sub>2</sub>, relacionados com a subducção crustal (Lima & Nardi, 1998).

Os dados isotópicos de Ar/Ar em plagioclásio, obtidos nas rochas vulcânicas (andesitos) da ASLS indicam idades da ordem de 586±8 Ma e 588±7 Ma (Janikian, 2004). As razões iniciais obtidas de Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>89</sup> ficam em torno de 0,704 (Nardi, 1984; Lima, 1995). Gastal & Lafon (2001) utilizaram o método de Pb-Pb por evaporação para datar as rochas hipabissais (Monzonito Tapera e Monzonito Arroio do Jacques), e as idades obtidas foram de 601±5 Ma e 599±7 Ma, respectivamente. Liz *et al.* (2009), utilizando o método de U-Pb SHIRIMP em zircão, obtiveram idade de 587±4 Ma para o Monzonito Hipabissal, definido por estes autores. O núcleo do Complexo Granítico de Lavras do Sul possui idade de 594±4 Ma, definida por Remus *et al.* (2000) a partir de dados obtidos por U-Pb SHIRIMP em zircão. As baixas razões iniciais de isótopos de Sr, aliadas à presença de basaltos shoshoníticos na região de Lavras do Sul, indicam a dominância de fontes mantélicas na geração deste magmatismo. Para compatibilizar as assinaturas isotópicas e geoquímicas, a fonte preferida é o manto litosférico enriquecido em elementos incompatíveis – tipo EM-I, originado em eventos prévios de subducção e metassomatismo do manto (Liz, 2008). O conjunto de dados obtidos para as rochas vulcânicas e hipabissais é compatível com um modelo evolutivo para a ASLS e para associações shoshoníticas similares, envolvendo inicialmente a cristalização fracionada de fases ferro-magnesianas, seguida de plagioclásio e finalmente por plagioclásio+minerais máficos hidratados. Este processo é responsável por uma trajetória da diferenciação magmática paralela à porção saturada em SiO<sub>2</sub>, a linha AP do diagrama QAP até o campo das rochas monzoníticas, onde as composições residuais deslocam-se para o campo das rochas graníticas. A cristalização fracionada de fases silicatadas máficas enriquecidas em ferro pode ser responsável pela estabilização da razão FeO<sub>t</sub>/MgO durante a evolução do magmatismo shoshonítico (Lima & Nardi, 1998).

Do ponto de vista econômico, destacam-se as relações genéticas entre os lamprófiros shoshoníticos e mineralizações de ouro e sulfetos, conforme discutidas por diferentes autores.

Müller & Groves (1997) consideram que a intrusão de magmas lamprofíricos na crosta pode promover a circulação hidrotermal e gerar rochas ígneas félsicas que estão, normalmente, associadas com os depósitos de ouro. Rock (1991) admite que cristalização de lamprófiros pode gerar, ao final, fluídos ricos em S e CO<sub>2</sub>, semelhantes àqueles responsáveis pela gênese dos depósitos de ouro mesotermiais. A importância econômica destes terrenos é bem ilustrada no trabalho de Heithersay & Walshe (1995) e Nardi & Lima (1988), onde estes autores discutem a estreita vinculação dos sistemas tipo pórfiro ou Au epitermal com complexos vulcânicos shoshoníticos e rochas espessartíticas (Lima *et al.*, 2007a). Esta relação deve-se a um grupo de fatores como (i) a elevada temperatura destes magmas, (ii) a fonte predominantemente mantélica e (iii) a expressiva participação de voláteis, registrada especialmente nos lamprófiros e nos termos mais diferenciados.

Os diques latíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul são parte de um sistema subvulcânico, monzonítico/latítico metaluminoso de afinidade shoshonítica, em ambiente pós-colisional, exibindo mistura heterogênea com lamprófiros shoshoníticos, sob condições ricas em voláteis, representando assim, sítios preferenciais para mineralizações e depósitos sulfetados do tipo Cu-pórfiro rico em Au. Com base nos dados de campo foram realizados estudos petrográficos e litogeoquímicos, juntamente com microscopia eletrônica de varredura, que permitiram identificar e classificar estes diques em três principais litologias: diques compostos autoclásticos; diques latíticos e diques latíticos com anfibólio, cujas características texturais, composicionais e geoquímicas sugerem vinculação genética com a mistura heterogênea de magmas latíticos e lamprofíricos. Nos diques compostos autoclásticos foram identificadas inúmeros púmices, *shards* e cristaloclastos, além de intensa autobrechação, geralmente identificados em depósitos piroclásticos, porém não são componentes necessariamente exclusivos deste. No caso de sistemas de diques alimentadores estas texturas fragmentárias características de ignimbritos podem ser definidas como texturas do tipo *tuff-like* (Manley, 1996). O resultado final é um vitrófiro autoclástico, texturalmente extremamente heterogêneo com áreas de fluxo de lava-foliados e uma série de constituintes comuns em rochas piroclásticas. Tais feições são aqui atribuídas a supersaturação de voláteis no sistema e conseqüente formação do segundo ponto de ebulição, que é, possivelmente, o resultado da mistura entre os magmas latíticos e lamprofíricos. Grãos de ouro metálico foram identificados em análises realizadas com microscopia eletrônica de varredura – MEV, nos

diques compostos autoclásticos e nos diques latíticos com anfibólio. O Au aparece associado com cristais de pirita euédrica, primária; e também com grãos de anidrita (picos de S e Ca) e calcopirita. Admite-se que o magma lamprofírico pode ser a fonte principal do ouro e enxofre no sistema. Magmas básicos possuem grande capacidade de transferir Au e S do manto para a crosta superficial, como resultado da alta solubilidade do S em magmas básicos (com afinidades alcalinas os teores de S chegam a valores > 3000 ppm), já nos magmas félsicos o S têm baixa solubilidade, pois esta acompanha a diminuição do ferro em fusões silicatadas (Hattori & Keith, 2001). O papel dos magmas básicos é fornecer ou adicionar Au e S à câmara magmática e acrescentar calor para retardar a solidificação do magma, promovendo uma longa atividade vulcano-plutônica (Audétat & Pettke, 2006). A mistura entre magmas máficos e félsicos resulta na precipitação de quantidades significativas de sulfetos. Tanto em sistemas vulcânicos ativos como fósseis, as injeções de magmas básicos são caracterizadas pelo alto grau de alcalinidade, frequentemente de afinidade shoshonítica, com alto grau de oxidação e altos teores de S – de 1000 à 5000 ppm (Audétat & Pettke, 2006). Câmaras magmáticas rasas com magmas félsicos, proporcionam longa atividade hidrotermal que concentra cobre e outros metais em depósitos minerais (Hattori & Keith, 2001). Este seria o papel dos magmas latíticos na ASLS, que a partir de um aumento do potencial de oxidação e supersaturação de voláteis no sistema, atinge o segundo ponto de ebulição, desencadeando a desestabilização dos complexos de Au-S-Cl com precipitação dos sulfetos magmáticos portadores de Au e a formação das soluções hidrotermais ricas nestes elementos.

## 1.7 Referências

- Barros, C.E., Nardi, L.V.S. 1994. O Maciço Granítico de Santo Antônio, RS: magmatismo Neoproterozóico de afinidade shoshonítica.. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, p. 441.
- Bonin, B. 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos* 78:1-24.
- Borba, A.W.; Maraschin, A.J. & Mizusaki, A.M.P. 2004. Stratigraphic analysis and depositional evolution of the Neoproterozoic Maricá Formation (southern Brazil): constraints from field data and sandstone petrography. *Gondwana Research*, 7(3):871-886.
- Borba, A.W.; Mizusaki, A.M.P.; Silva, D.R.A.; Koester, E.; Noronha, F.L. & Casagrande, J. 2006. Provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (Sul-rio-grandense Shield, southern Brazil): petrographic and Sm-Nd isotopic constraints. *Gondwana Research*, 9(4):464-474.
- Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53:23-40.
- Brüggemann, G.E., Arndt, N.T., Hofmann, A.W., Tobschall, H.J. 1987. Noble metal abundances in komatiite suites from Alexo, Ontário, and Gorgona Island, Colômbia. *Geochimica et Cosmoquimica Acta*, 51: 2159-2169.
- Carvalho, P.F. 1932. Reconhecimento Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, 66. 73p.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: De Ros, L. F. & Holz, M. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/UFRGS. p.13-52.
- Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1995. Stratigraphy and tectonism of Brasiliano Cycle in Southern Brazil. In: McNiall, M. (Ed.). *Proceedings Volume on Proterozoic Crust and Metallogenic Evolution*. Windhoek, Namibia, Geological Society of Namibia, p. 151-166.
- Cogné, J. 1962. La sizunite et la problème de l'origine des lamprophyres. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4:141-156.
- Crocket, J.H. 1979. Platinum-group elements in mafic and ultramafic rocks: a survey. *Canadian Mineralogist*, 17: 391-402.
- Foley, S.F. 1992. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*, 28:435-453.
- Gastal, M.C.P. 1997. *Suíte Intrusiva Saibro, RS: Avaliação de Um Modelo Petrológico*. Porto Alegre, 365p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gastal, M.C.P. & Lafon, J.M. 1998. Gênese e Evolução dos Granitóides Metaluminosos de Afinidade Alcalina da Porção Oeste do Escudo Sul-rio-grandense: Geoquímica e Isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(1):29-44.
- Gastal, M.C.P.; Strieder, A.J. & Ferreira, F.J.F. 1999. Aspectos petrológicos gerais do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS: reinterpretação das fácies graníticas e a gênese de depósitos de Cu-Au. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES, 1., 1999, Gramado, RS. *Boletim de resumos...* Gramado, RS, SBG. p. 86.

Gastal, M.C.P. & Lafon, J.M. 2006. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 1: geologia, geofísica e geocronologia ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ). *Revista Brasileira de Geociências*, 36(1): 99-113.

Gastal M.C.P., Lafon J.M., Ferreira J.F.F., Magro J.F.U., Remus M.V.D., Sommer C.A. 2006. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 1: geologia, geofísica e geocronologia ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ). *Rev. Bras. de Geoc.*, 36(1):109-124.

Goñi, J.C. 1961. O Rapakivi Lavras-Jazidas Metalíferas Associadas-Lavras do Sul – Rio Grande do Sul (Estudos Preliminares), Brasil. *Boletim da Escola de Geologia de Porto Alegre*, 7. 107p.

Gresse, P.G.; Chemale Jr., F.; Silva, L.C.; Walraven, F. & Hartmann, L.A. 1996. Late to post orogenic basins of the Pan-African-Brazilian collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research*, 8:157-171.

Heithersay, P.S. & Walshe, J.L. 1995. Endeavor 26 North: a porphyry copper-gold deposit in the Late Ordovician shoshonitic Goonumbla volcanic complex, New South Wales, Australia. *Economic Geology*, 90: 1506-1532.

Jost, H. & Hartmann, L.A. 1984. Província Mantiqueira – Sector Meridional. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (Ed.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, p. 45-368.

Kaul, P.F.T. & Zir Filho, J.A. 1974. Mineralizações Auríferas de Lavras do Sul, Tipos, Controle tectônico, Aspectos Genéticos e Guias para a Localização de Novos Corpos Mineralizados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1974, Porto Alegre, RS. *Anais...* Porto Alegre, RS, SBG. p. 115-130.

Kwak, T.A.P. 1990. Geochemical and temperature controls on the ore mineralization at the Emperor gold mine, Vatukoula, Fiji. *Journal of Geochemical Exploration*, 36: 297-337.

Leinz V., Barbosa A.F. & Teixeira E.A., 1941. Mapa geológico Caçapava - Lavras. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*. Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio do Rio Grande do Sul, n. 90, p. 1-39.

Liégeois, J.P. 1998. Preface – Some words on post-collisional magmatism. *Lithos*, 45:15-17.

Lima, E.F. 1995. *Petrologia das Rochas Vulcânicas e Hipabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul – ASLS, RS*. Porto Alegre, 338 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1991. Os Lamprófiros Espessartíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul: Gênese e Evolução. *Geochimica Brasiliensis*, 5: 117-130.

Lima, E. F., Nardi, L.V.S. 1996. Leucodioritos Cumuláticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul: Uma Evidência de Cristalização Fracionada.. In: XXXIX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1996, Salvador. *Anais...* Salvador-BA : SBG, 1996. v. 1. p. 43-44.

Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1998. The Lavras do Sul shoshonitic association: implications for origin and evolution of eoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 11(1): 67-77.

Lima, E. F., Nardi, L.V.S, Sommer, C.A. 2007a. Lamprófiros espessartíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul - RS: litoquímica e química mineral. In: Roberto Iannuzzi ; José Carlos Frantz.. (Org.). *50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências*. 1ªed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO e IG-UFRGS, v. 1, p. 43-57.

Lima, E. F. ; Sommer, C.A, Nardi, L.V.S. 2007b. *O vulcanismo Neoproterozóico-Ordoviciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã*. In: Iannuzzi, R ,Frantz, J.C. (Org.). *50 Anos de*

Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. 1ªed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO e IG-UFRGS, v. 1, p. 79-95.

Lipman P.W. 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and the magma-chamber geometry. *Bull Volcanology*, 59:198-218.

Lipman P.W. 2000. Calderas. In: H. Sigurdsson, B.F. Houghton, S. McNutt, H. Rymer, J. Stix (eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Califórnia: Academic Press, p. 643-662.

Liz, D.J. 2008. *Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (RS): petrologia, geoquímica de elementos-traço em zircão e aplicação de sliding normalization na avaliação de fontes magmáticas*. Porto Alegre, 120 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Liz, J.D., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Hartmann, L.A., Gonçalves, C.R.H. 2004. Aspectos petrográficos e composicionais do sistema multi-intrusivo da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (RS) e seu potencial para mineralizações de ouro e sulfetos. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4): 539-552.

Liz, J.D., Lima E.F., Nardi L.V.S, Sommer, C.A., Saldanha, D.L., Pierosan, R. 2009. Petrologia e sucessão estratigráfica das rochas monzoníticas da associação shoshonítica de Lavras do Sul (RS). *Revista Brasileira de Geociências*, 39(2): 244-255.

Matos, D.F.; Lima, E.F.; Sommer, C.A.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D.; Figueiredo, A.M.G.; Waichel, B.L. & Pierosan, R. 2002. Riólitos neoproterozóicos pós-colisionais na área do Santuário, sul do Brasil: litoquímica, química mineral e origem das heterogeneidades texturais. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2):255-266.

Mexias, A.S. 1990. *O Sistema Hidrotermal Fóssil de Volta Grande - Lavras do Sul/RS*. Porto Alegre. 182p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Mexias, A.S.; Formoso, M.L.L.; Meunier, A. & Beaufort, D. 1990a. Composition and Crystallization of Corrensite in Volcanic and Piroclastic Rocks of Hilario Formation (RS) Brasil. *Sciences Geologiques*, Mem., 88:135- 143.

Mexias, A.S.; Formoso, M.L.L.; Meunier, A. & Beaufort, D. 1990b. Considerações Sobre o Hidrotermalismo das Rochas Vulcanoclásticas da Região de Volta Grande - Lavras do Sul/RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal, RN. *Anais...* Natal, RN, SBG. p.10.

Mexias, A.S.; Gomes, M.E.B.; Formoso, M.L.L. & Meunier, A. 1995. Estudo da Fengitização no Processo da Alteração Fílica Como Instrumento de Caracterização do Hidrotermalismo da Área Bloco do Butiá, Lavras do Sul/RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 5., E CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 3., 1995, Niterói, RJ. *Anais...* Rio de Janeiro, RJ, SBGq. 1 Cd-ROM.

Mexias, A.S.; Gomes, M.E.B.; Formoso, M.L.L. & Ramos, J.L. 1997. Quantificação Mineralógica e Balanço de Massa para Elementos Maiores e Menores Associados à Alteração Hidrotermal do Pertita Granito do Complexo Granítico Lavras - Lavras do Sul/RS. In: SEMANA DE GEOQUÍMICA, 10., E CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 4., 1997, Braga, Portugal. *Actas...* Braga-Portugal, SBGq. p. 103-106.

Morrison, G.W. (1980). Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rocks association. *Lithos*, 13, 97-108.

Moyle, A.J., Doyle, B.J., Hoogvliet, H., Ware, A.R. 1990. Geology of the mineral resources of Australia and Papua New Guinea. In: Hughes, H.E. (ed.). *Ladomal gold deposit, Lihir Island*. Parkville, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 1793-1805.

Müller, D. & Groves, D.I. 1993. Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. *Ore Geology Reviews*, 8: 383-406.

Müller, D. & Groves, D.I. 1997. *Potassic igneous rocks and associated Gold – Cooper mineralization*. New York, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 240 p.

Nardi, L.V.S. 1984. *Geochemistry and petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil*. Londres, 268 p. PhD Thesis, London University.

Nardi, V.S.N. & Lima, E.F. 1985. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 15: 139-146.

Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 1988. Hidrotermalismo no Complexo Granítico Lavras e vulcânicas associadas, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(3): 369-375.

Nardi, L. V. S., Lima, E.F. 2000. Hybridisation of mafic microgranular enclaves in the Lavras Granite Complex, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(1): 1-12.

Nardi, L.V.S, Lima, E. F. 2000. *O Magmatismo Shoshonítico e Alcalino da Bacia do Camaquã - RS*. In: Michael Holz; Luiz Fernando de Ros. (Org.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. 1ªed. Porto Alegre: Universidade federal do Rio Grande do Sul, v. I, p. 119-131.

Paim, P.S.G.; Chemale Jr., F. & Lopes, R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M. & De Ros, L. F. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 251-274

Paim, P.S.G.; Lopes, R.C. & Chemale Jr. F. 1995. Stratigraphic framework and depositional systems of the Camaquã Basin (Upper vendian to Lower Ordovician) of southern Brazil. In: CENTENNIAL CONFERENCE 1895-1995, Stollenbosch, South Africa. *Abstract...* Stollenbosch. p. 35-37.

Reischel, J.L. 1980. Mineralizações Auríferas Associadas ao Complexo Granítico Lavras do Sul - RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1980, Camboriú, SC. *Anais...* Camboriú, SC, SBG. v.3, p.1700 - 1712.

Remus M.V.D., Mcnaughton N.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R. 1997. Zircon SHRIMP dating and Nd isotope date of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence for an Archaean/Paleoproterozoic basement. In: INTERNACIONAL SYMPOSIUM OF GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION, 2, Salvador, *Extended Abstracts*, p: 271-272.

Ribeiro, M. & Fantinel, L. M. 1978. Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I tabulação de distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia*, 5:19-54

Ribeiro, M.; Bocchi, P.R.; Figueiredo Filho, P.M. & Tessari, R. 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul. Rio Grande do Sul. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*. Bras., Rio de Janeiro. n. 127, p. 1-232.

Richards, J.P. 1995. Magmas, fluids, and ore deposits. In: Thompson, J.F.H. (ed.). *Alkaline-type epithermal gold deposits – a review*. Toronto, Mineralogical Association of Canada, p. 367-400.

Robertson, J.F. 1966. *Revision of the stratigraphy and nomenclatura of rock units in the Caçapava - Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil*. Notas e Estudos. Escola de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1(2): 41-54.

Rock, M.N.S., Taylor, W.R., Perring, C.S. 1990. Gold deposits of the archaean Yilgarn Block, Western Australia: nature, genesis and exploration guides. In: Ho, S.E., Groves, D.I.,

Bennett, J.M. (eds.). *Lamprophyres – what are lamprophyres?* Perth, Geology Key Centre & University Extension, the University of Western Australia, p. 128-135.

Rock, N.M.S. 1984. Nature and origin of calcalkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites e spessartites. *Transactions of the Royal Society Edinburgh*, 74:193-227.

Rock, N.M.S. 1987. Alkaline igneous rocks. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (eds.). *The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions and derivations*. London, Geological Society, p. 191-226.

Rock, N.M.S. 1991. *Lamprophyres*. Glasgow, Blakie, 258p.

Rock, N.M.S., Groves, D.I., Ramsay, R.R. 1988a. Advances in understanding Precambrian gold deposits volume II. In: Ho, S.E., Groves, D.I. (eds.). *Lamprophyres: a girl's best friend?* Perth, The University of Western Australia, p. 295-308.

Rock, N.M.S., Hallberg, J.A., Groves, D.I., Mather, P.J. 1988b. Advances in understanding Precambrian gold deposits volume II. In: Ho, S.E., Groves, D.I. (eds.). *Archean lamprophyres in the gold-fields of the Yilgarn Block, Western Australia: new indications of their widespread distribution and significance*. Perth, The University of Western Australia, p. 245-275.

Santos, E.L.; Becker, J.; Macedo, P.M.; Gonzales Filho, F. & Chabam, N. 1978. Divisão litoestratigráfica do Eo-Cambriano - Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. *Anais...* Recife. v. 2, p. 670-684.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Waichel, B.L. 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic, alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78(3): 573-589.

Taylor, W.R., Rock, N.M.S., Groves, D.I. Perring, C.S., Golding, S.D. 1994. Geochemistry of Archean shoshonitic lamprophyres from the Yilgarn Block, Western Australia: Au abundance and association with gold mineralization. *Applied Geochemistry*, 9: 197-222.

Teixeira, E.A. & Leinz, V. 1942. Ouro no Bloco do Butiá. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*, DNPM, 50, p. 81.

Vieira Jr., N. & Soliani Jr., E. 1989. Um Novo Modelo Genético-Evolutivo para o Maciço Granítico de Lavras do Sul, RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, 12(29):143-160.

Wildner, W., Lima, E. F. 1992. Considerações sobre os Depósitos Vulcanogênicos do Grupo Bom Jardim nas Regiões de Lavras do Sul e Caçapava do Sul, RS. In: I WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILEANAS, 1992, São Leopoldo. BOLETIM ESPECIAL/RESUMOS EXPANDIDOS. SÃO LEOPOLDO, RS : UNISINOS, 1992. v. 1. p. 137-142.

Wildner, W., Outros, E. 1989. Caracterização petrológica e litoquímica da Formação Acampamento Velho - derrames riolíticos e ignimbritos na Folha Passo do Salsinho. In: I SIMPÓSIO SOBRE MAGMATISMO NO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE, 1989, Porto Alegre.

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

Wildner, W.; Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 1999. Post-collisional alkaline magmatism on the Taquarembó Plateau: a well preserved Neoproterozoic-Cambrian plutono-volcanic association in southern Brazil. *International Geology Review*, 41 (12): 1082-1098.



Wyman, D.A. & Kerrich, R. 1988. Alkaline magmatism, major structures and gold deposits: implications for greenstone belt gold metallogeny. *Economic Geology*, 83:451-461.

## Os diques latíticos portadores de ouro e sulfetos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul – RS: petrogênese e geoquímica.

Ingke Frotta MÜLLER\*<sup>1</sup>, Lauro Valentim Stoll NARDI<sup>2</sup>, Evandro Fernandes de LIMA<sup>2</sup>,  
André Sampaio MEXIAS<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500. CEP: 91540-000, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: ingke.muller@gmail.com

<sup>2</sup>Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500. CEP: 91540-000, Porto Alegre, RS, Brasil E-mail: lauro.nardi@ufrgs.br; evandro.lima@ufrgs.br; andre.mexias@ufrgs.br.

**RESUMO** A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS), situada no extremo sul do Brasil, tem idade neoproterozóica e hospeda ocorrências importantes de Au-Cu-sulfetos, relacionadas por alguns autores à depósitos do tipo Cu-Au pórfiro. Dados de campo, petrográficos, mineralógicos e geoquímicos permitiram identificar e classificar os diques que ocorrem na ASLS cortando os monzonitos hipabissais, andesitos e lamprófiros, em três tipos principais: diques compostos autoclásticos, diques latíticos e diques latíticos com anfibólio. Sua grande variedade litológica e textural é resultado da diferenciação magmática, segregação mineral e processos de mistura de magmas. Os diques mostram afinidade shoshonítica, com teores de  $K_2O > (Na_2O - 2)$ , acompanhados de conteúdos elevados de Rb, Ba e Sr e baixos a moderados de Nb, Zr e ETRP, assinatura esta típica da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul. Os dados obtidos permitiram identificar dois *trends* composicionais: um alto-Ti, enriquecido em  $Fe_2O_3$ ,  $P_2O_5$ , HFS, LILE e ETR, com razões  $K_2O/Na_2O < 0,8$ ; outro baixo-Ti, que predomina na ASLS, com menores teores dos elementos anteriormente citados e razão  $K_2O/Na_2O > 1,4$ . Os diques alto-Ti, com menores razões  $K_2O/Na_2O$  indicam uma evolução das fontes e processos no sentido da produção de magmas alcalinos saturados em sílica mais sódicos, como é comum na evolução do magmatismo pós-colisional. A cristalização dos magmas e o progressivo enriquecimento dos voláteis e de complexos de Au-S-Cl geraram uma supersaturação do sistema, causando o segundo ponto de ebulição e a vesiculação de porções dos diques. Admite-se que o magma lamprofírico pode ser a fonte principal do ouro e enxofre do sistema. A mistura dos magmas, com o aporte dos magmas lamprofíricos, pode ser responsável por um aumento do potencial de oxidação e dos voláteis no sistema, desencadeando assim a separação da fase volátil, a desestabilização dos complexos e a precipitação dos sulfetos magmáticos portadores de Au, além da própria formação das soluções hidrotermais.

**Palavras-chave:** diques latíticos, rochas shoshoníticas, mineralizações Au-Cu, diques monzoníticos, depósitos hidrotermais de alta-T.

**ABSTRACT** The Neoproterozoic Lavras do Sul Shoshonitic Association (LSSA) is situated in the southernmost Brazil, and hosts Au-Cu-sulphide mineralizations, that, according to some authors, could be related to porphyry copper-gold deposits. Field, petrographic, mineralogical, and geochemical data led to the identification and classification of late dikes, which crosscut the hypabissal monzonites, andesites and lamprophyres of LSSA, in three main types: authoclastic composite dikes, latitic dikes, and amphibole-bearing latitic dikes. Their large lithological and textural variation is attributed to magmatic differentiation, mineral segregation, and, magma mingling processes. The dikes show shoshonitic affinity, with  $K_2O > (Na_2O - 2)$ , contain relatively high amounts of Rb, Ba, and Sr, and low to moderate contents of Nb, Zr, HREE, features that are characteristic of the LSSA. Two main compositional trends were observed: (i) an high-Ti trend, with higher contents of  $Fe_2O_3$ ,  $P_2O_5$ , HFS, LILE and REE, and lower  $K_2O/Na_2O$  ratios ( $< 0.8$ ); (ii) low-Ti trend, which is predominant in the LSSA, with lower contents of the cited elements and  $K_2O/Na_2O > 1.4$ . The lower  $K_2O/Na_2O$  ratios of high-Ti dikes indicate an evolution of magma sources and processes towards more sodic, silica-saturated alkaline compositions, like is usually described in the post-collisional magmatism. Magmatic crystallization and, the concurrent volatile enrichment, together with Au-S-Cl complexes formation, led to the fluid oversaturation of the magma system and to the second boiling point, which caused the dike vesiculation in the late magmatic stages. The lamprophyre magma is admitted as a possible source of Au and S in the magmatic system. Comingling between the trachyte or latite magmas with the lamprophyre one, can have caused the increase of volatiles and the consequent oxidation

of this system, so, promoting the fluid phase separation, the breakdown of complexes, and precipitation of Au-bearing magmatic sulphides, as well as the hydrothermal fluid phase generation.

**Keywords:** latite dike, shoshonitic rocks, Au-Cu mineralizations, monzonite dikes, high-T hydrothermal deposits

## 1. INTRODUÇÃO

Diques latíticos, intrusivos nas rochas monzoníticas descritas por Liz *et al.* (2004), são constituintes importantes da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS), descrita por Nardi & Lima (1985). Esta associação é constituída por rochas efusivas básicas a intermediárias, depósitos piroclásticos, corpos hipabissais monzoníticos a riolíticos e lamprófiros espessartíticos, além de rochas monzograníticas a granodioríticas. A ASLS está situada na porção centro-oeste do Escudo Sul-riograndense, extremo sul do Brasil, e tem idade neoproterozóica – definida a partir de dados isotópicos de U-Pb em zircão do núcleo do Complexo Granítico de Lavras do Sul ( $592 \pm 5$  Ma, Remus *et al.*, 1997) – relacionando-se aos últimos estágios do Ciclo Brasileiro-Pan-Africano. As baixas razões iniciais de isótopos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  em torno de 0,704, valores de  $\epsilon\text{Nd}$  levemente negativos (em torno de – 4), e uma única população de zircão com idade U-Pb de  $592 \pm 5$  Ma determinada nos granodioritos shoshoníticos, assim como os padrões de elementos traço e a presença de rochas básicas, sugerem a predominância de fontes mantélicas enriquecidas em  $\text{CO}_2$  e metassomatizadas durante subducção anterior (*c.a.* 700-800 Ma), na geração deste magmatismo (Lima & Nardi, 1998).

A ASLS hospeda importantes ocorrências de Au e Cu (Nardi & Lima, 1988; Gastal *et al.*, 2006). Lavras do Sul é historicamente uma região de atividade de mineração, de pequeno a médio porte, desde o século XIX. Assim, uma grande quantidade de pesquisadores foi atraída para estudar a geologia da região, essencialmente, devido às ocorrências metálicas de Cu, Pb, Zn, Ag, e, de forma principal, Au (Mexias *et al.*, 2007). Atualmente, devido ao novo panorama econômico mundial em relação ao mercado de metálicos, empresas como a RTZ, Iamgold e Amarillo estão em atividade na cidade desde 2004, atuando principalmente na prospecção de Au (Mexias *et al.*, 2007).

Neste trabalho são apresentados os resultados de estudo de campo de detalhe dos diques associados à parte do segmento monzonítico da ASLS, cujas características estruturais, texturais,

petrográficas, mineralógicas e litogeoquímicas permitiram identificar e classificá-los em três tipos principais: diques compostos autoclásticos, diques latíticos e diques latíticos com anfibólio. Os diques ocorrem na ASLS cortando os monzonitos hipabissais, andesitos e lamprófiros, com direção preferencial NW-SE. Sua grande variedade litológica e textural é resultado da diferenciação magmática, segregação mineral e processos de mistura de magmas.

Diversos autores têm ressaltado o papel da mistura magmática e de magmas geradores de lamprófiros, especialmente aqueles com afinidade alcalina, na formação de depósitos sulfetados (Müller & Groves, 1997; Hattori & Keith, 2001; Seedorff, 2005; Pollard, 2006; Audétat & Pettke, 2006). Lamprófiros foram compreensivamente definidos por Rock (1987, 1991) como rochas hipabissais, melanocráticas com texturas porfíricas e tendo como fenocristais apenas minerais máficos, essencialmente flogopita-biotita e/ou anfibólio  $\pm$  olivina. Os minerais félsicos são em geral restritos à matriz. Entretanto, xenocristais de quartzo são comuns devido à rápida ascensão de magmas lamprófiricos ricos em voláteis (Rock, 1991). Os lamprófiros ocorrem como diques, soleiras, e outras intrusões rasas como *plugs*, *stocks* ou *vents* associados com brechas intrusivas ou extrusivas (Müller & Groves, 1997). Geoquimicamente, magmas lamprófiricos possuem composições primitivas, como indica seu alto mg# [onde mg# = razão molecular  $Mg/(Mg+Fe^2)$ , com razão molecular  $Fe^2/(Fe^2+Fe^3)$  definida em 0.15, uma razão comum para rochas ígneas potássicas], e altos teores de Cr, Ni, V. São tipicamente enriquecidos em LILE, ETRL e voláteis como  $CO_2$ ,  $H_2O$ , F, e Cl (Rock, 1987; Rock *et al.*, 1990). Alguns magmas lamprófiricos possuem alto teor de PGE primário (e.g. Crocket, 1979). Existe uma associação espacial e provavelmente genética entre mineralizações de Cu-Au e suítes ígneas alto-K em ambientes de arcos oceânicos tardios, arcos continentais e arcos pós-colisionais (Müller & Groves, 1993).

O fracionamento destes magmas parentais enriquecidos em metais preciosos podem levar ao progressivo enriquecimento de Au e PGE, contanto que a fusão não atinja a saturação em enxofre (Brüggemann *et al.*, 1987; Taylor *et al.*, 1994). Sob condições de alta  $fO_2$ , os sulfetos tornam-se instáveis em relação aos sulfatos no magma e a segregação de uma fusão sulfetada se torna impossível

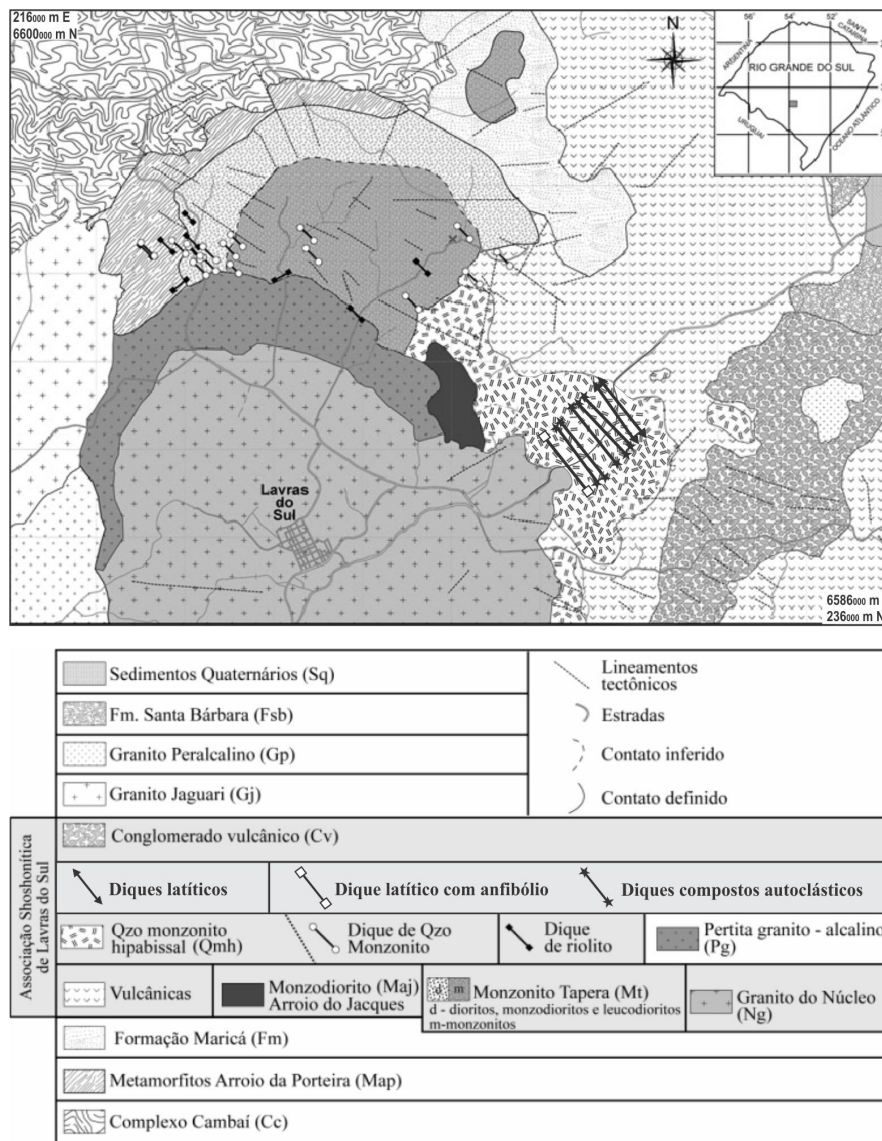
(Richards, 1995). Sob estas condições, os elementos calcófilos comportam-se incompativelmente na fusão, tornando-se facilmente enriquecidos durante o fracionamento (Müller & Groves, 1997). Adicionalmente, a alta  $fO_2$  pode prorrogar a saturação do enxofre até que o sistema atinja a saturação em voláteis, gerando assim fluidos hidrotermais enriquecidos em elementos calcófilos (Richards, 1995). Genericamente, há duas possibilidades de geração de magmas subsaturados em S enriquecidos em metais preciosos: i) elevado grau ( $\geq 25\%$ ) de fusão parcial do manto, sob alta temperatura ( $>1400^\circ\text{C}$ ), relacionado com a atividade de plumas mantélicas astenosféricas; ii) pequeno grau de fusão parcial de material da cunha mantélica sob temperaturas relativamente baixas em arcos magmáticos. O segundo processo pode levar a formação de lamprófiros potássicos e shoshonitos enriquecidos em metais preciosos primários (Müller & Groves, 1997). Aparentemente, os depósitos Terciários de Au epitermal (e.g. Ladolam, Lihir Island – Papua Nova Guiné, Moyle *et al.*, 1990; Emperor – Viti Levu, Fiji, Setterfield *et al.*, 1991; Porgera – Papua Nova Guiné, Handley & Henry, 1990), podem estar hospedados em rochas ígneas potássicas de arcos oceânicos maduros, geralmente dentro ou às margens de estruturas de colapso de caldeira. A alta salinidade das inclusões fluidas nesses depósitos sugerem que os fluidos mineralizantes são de origem magmática (Kwak, 1990; Moyle *et al.*, 1990), e a mineralização e o magmatismo potássico são contemporâneos (Müller & Groves, 1997). Há ainda algumas semelhanças nas associações de lamprófiros e depósitos de Au-Cu em terrenos proterozóicos, incluindo aqueles das minas de Goodall e Tom's Gully no Pine Creek Geosinclínio do norte da Austrália (Müller & Groves, 1997). Pequenos volumes de rochas ultramáficas a intermediárias, incluindo lamprófiros, exibem uma estreita relação espacial e temporal com a formação de minérios pórfiros em alguns depósitos (Seedorff *et al.*, 2005).

Um aspecto geológico importante dos sistemas monzoníticos é a estreita relação com mineralizações de sulfetos de Cu e Au, em geral vinculados aos sistemas do tipo cobre-pórfiros. Cerca de 20% dos maiores depósitos de ouro do mundo (pórfiro e epitermal) estão relacionados aos latitos e/ou monzonitos de afinidade shoshonítica (Müller & Groves, 1997). Ocorrências como as de Kalamazzo e São Manuel no Arizona (Chaffe, 1982), Highland Valley-British Columbia, no Canadá

(White & Herrington, 2000), Lihir Island, na Papua Nova Guiné (Müller & Groves, 1997) e Complexo Vulcânico Goonumbla na Austrália (Heithersay & Walshe, 1995) ilustram esta vinculação. Este contexto potencializa a investigação de Lavras do Sul, onde um conjunto de rochas shoshoníticas, incluindo um segmento monzonítico/latítico, apresenta mineralizações auro-cupríferas, cuja origem, de acordo com Nardi & Lima (1988), Mexias *et al.* (1994), Hartmann *et al.* (1999) e Remus *et al.* (2000), pode ser atribuída a um sistema do tipo cobre-pórfiro. Este sistema tem como uma importante característica a zonalidade na alteração, que varia desde a propilitização até uma zona potássica.

## **2. CONTEXTO GEOLÓGICO**

A ASLS é uma associação vulcano-plutônica neoproterozóica com idades entre 601 e 587 Ma. A região de Lavras do Sul (Figura 6) localiza-se na porção centro-sul do Bloco São Gabriel, onde a unidade mais antiga é representada pelo Complexo Cambai, o qual é constituído pelos metaultramafitos Cerro Mantiqueira, por rochas metassedimentares da Sequência Marmeleiro, metagranitóides e gnaisses cálcico-alcalinos.

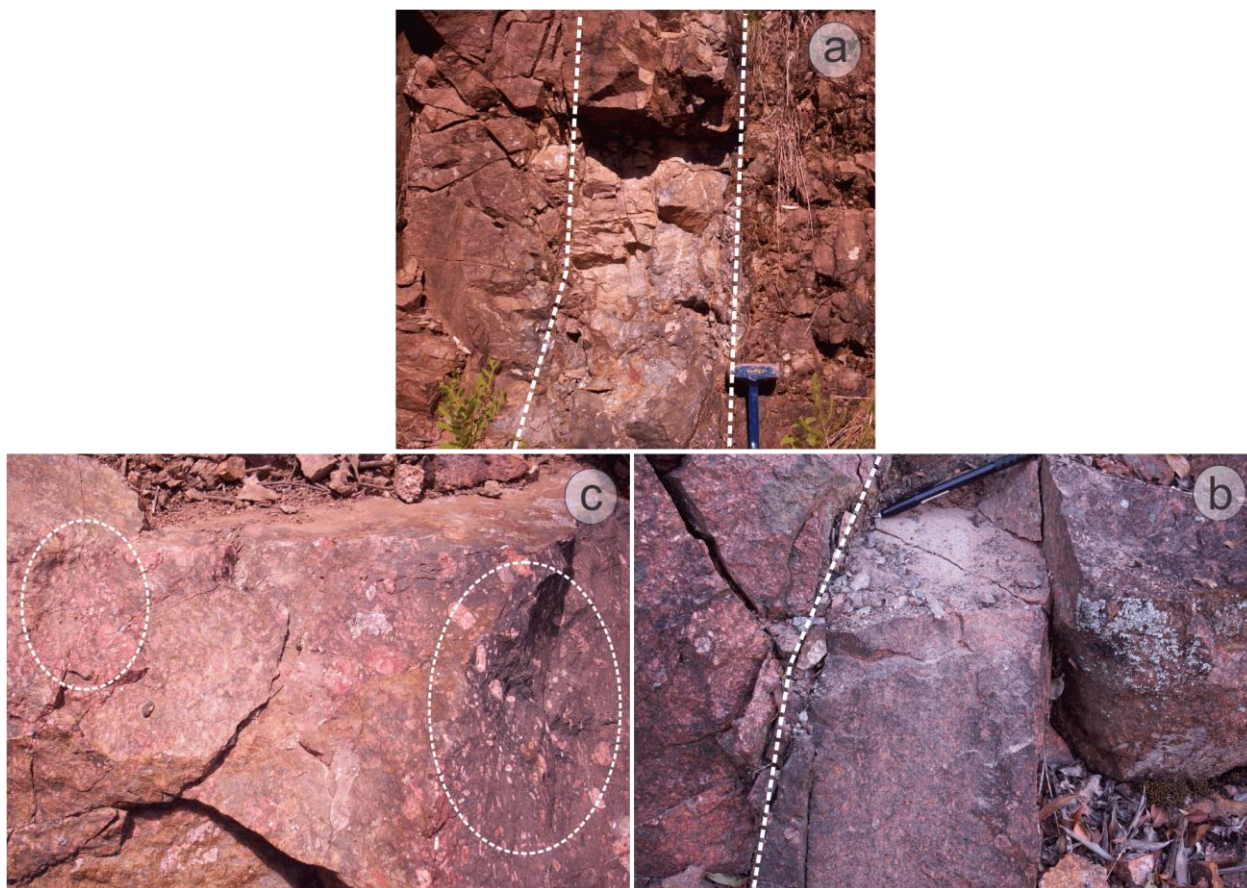


**Figura 6.** Mapa geológico da porção norte de Lavras do Sul (modificado de Liz *et al.*, 2009).

Estratigraficamente este complexo é anterior aos metamorfitos Arroio da Porteira, que são recobertos por rochas arcoseanas anquimetamórficas da Formação Maricá. Sobrejacente a esta última ocorrem depósitos vulcânicos das formações Hilário (rochas shoshoníticas) e Acampamento Velho (rochas alcalinas), representantes do vulcanismo alcalino saturado em sílica, potássico e sódico, respectivamente, do Grupo Bom Jardim, constituinte da Bacia do Camaquã. Granitóides shoshoníticos não deformados, constituem as contrapartes plutônicas das últimas formações referidas – Complexo

Granítico de Lavras (Nardi, 1984). Todo este conjunto de rochas é coberto pelas rochas conglomeráticas da Formação Santa Bárbara (Lima, 1995). As rochas mais antigas da sequência vulcânica da ASLS são traquibasaltos potássicos, sucedidos por quatro ciclos efusivos shoshoníticos, além de pequenos volumes de depósitos piroclásticos de queda e fluxo que intercalam tufos, lápilitufos e brechas vulcânicas. Tais rochas têm a particularidade de possuir fragmentos de rochas básicas, fragmentos acidentais de arenito e de rochas metamórficas (Lima, 1995). As rochas piroclásticas ocorrem intercaladas entre os pacotes de rochas básicas e têm uma maior expressão junto aos derrames intermediários. Toda esta sequência está associada às intrusões de lamprófiros espessartíticos, diques traquiandesíticos à riolíticos, além de intrusões monzoníticas rasas (Monzonito Tapera, Monzodiorito Arroio do Jacques e Monzonitos Hipabissais, Liz *et al.*, 2004). Estas últimas concentram-se principalmente na borda nordeste do Complexo Granítico de Lavras (Nardi, 1984), definindo um padrão geométrico semicircular, semelhante ao encontrado em terrenos vulcânicos associados à caldeiras. Este contexto foi sugerido por Lima (1995) e discutido por Gastal *et al.* (2002) a partir de dados geofísicos. No presente trabalho são apresentados os resultados dos trabalhos de campo que concentraram-se na parte nordeste do município de Lavras do Sul – RS (Figura 6) onde foram identificadas rochas monzoníticas, cortadas por diques latíticos e por uma rocha composta autoclástica, originada, provavelmente, pela mistura heterogênea de magmas. Este conjunto é marcado por uma grande variabilidade textural, predominando os tipos porfíricos, com abruptas variações nas dimensões dos megacristais, fenocristais e matriz. O conjunto de diques latíticos mostra direção predominantemente NW-SE, cortando os Monzonitos Hipabissais definidos por Liz *et al.* (2004), e também os andesitos e lamprófios da ASLS. Os contatos (Figura 7) são em geral retos e nítidos, porém, também são observados contatos difusos, quentes, entre os diques latíticos e os monzonitos, o que sugere a contemporaneidade entre essas rochas, e é comumente referida em sistemas multi-intrusivos rasos, como os descritos por Heithersay & Walsh (1995) e Lickflod (1999).





**Figura 7.** a) contato reto entre o dique de rocha composta autoclástica com o Monzonito Hipabissal. b) e c) contatos difusos entre os diques latílicos e os monzonitos.

## 2.1 Procedimentos Analíticos

As interpretações geoquímicas fundamentaram-se nas análises de elementos maiores e traços de 15 amostras representativas dos diferentes diques. Os elementos maiores e traço, incluindo ETR, foram analisados no *Activation Laboratories Ltd.* – Ontário, Canadá, utilizando a técnica de ICP (*Inductively Coupled Plasma*) para os elementos maiores e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Microspectrometry*) para os elementos traços e terras raras. Os dados obtidos foram comparados com os dados disponíveis na bibliografia para o restante das rochas representativas das diferentes litologias da ASLS (Lima, 1995; Lima *et al.*, 2007; Liz *et al.*, 2004; Liz *et al.*, 2009). Os trabalhos de petrografia foram complementados com o reconhecimento de alguns minerais (silicatados e opacos), a partir de análises por imagens de elétrons retroespalhados e análises qualitativas por EDS. Para isso se fez

necessário a utilização do microscópio eletrônico de varredura (MEV), marca JEOL, modelo JMS-5800, do Centro de Microscopia Eletrônica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, utilizando energia de 20kv e tempo de contagem de 200s por análise. A difratometria de raios-X foi utilizada para a análise mineralógica das principais fases minerais presentes na matriz afanítica e como preenchimento de amígdalas. O equipamento utilizado é um difratômetro SIEMENS BRUKER AXS Modelo D5000, com goniômetro  $\theta$ - $\theta$ , pertencente ao Instituto de Geociências, UFRGS. A radiação é  $K\alpha$  em tubo de cobre nas condições de 40 kV e 25 mA. A velocidade e o intervalo de varredura do goniômetro para cada análise de amostra em pó é de 1 segundo para  $0,02^\circ$  de degrau do goniômetro de  $2^\circ$  a  $72^\circ 2\theta$ .

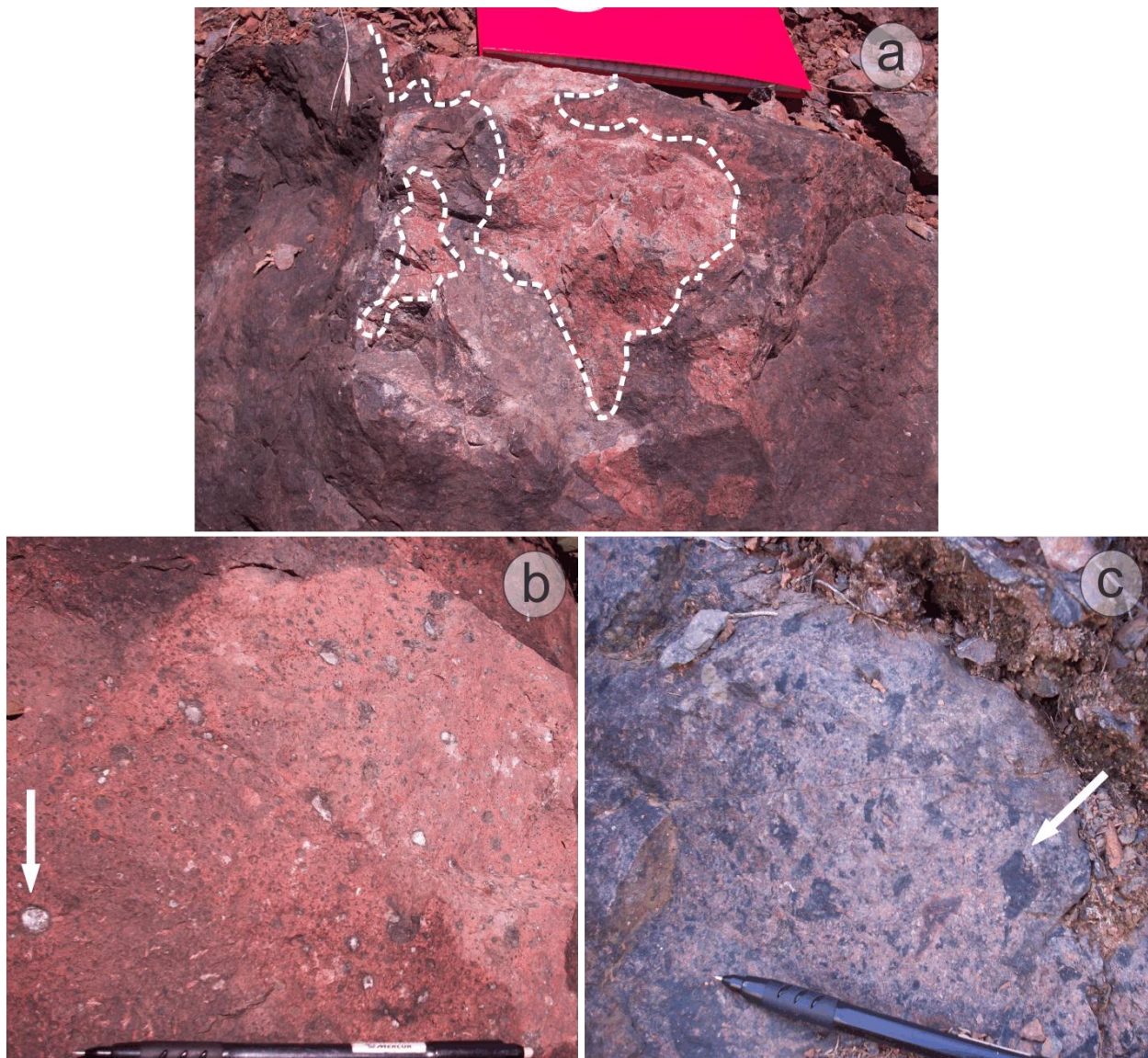
### **3. Resultados**

#### **3.1 Petrografia**

A petrografia das amostras dos diques latíticos da ASLS foi elaborada com base em dados de campo, estudo meso e microscópico da mineralogia e textura, microscopia eletrônica de varredura e difração de raios-X – como apoio na identificação de fases minerais.

**3.1.1 Diques compostos autoclásticos:** esta definição, modificada de Liz *et al.* (2004), refere-se à uma rocha afanítica, de coloração cinza-esverdeada, com superfície rugosa, gerada pelo processo de autobrechação. Este litotipo possui uma composição heterogênea contendo composições traquíticas (Q < 20%) e latíticas ( $K_2O > Na_2O - 2$ ), definidas a partir do diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986), que refletem uma possível mistura heterogênea de magmas (Figura 8a). Este litotipo ocorre como diques, com espessuras da ordem de 3 a 40m, que cortam os monzonitos e, por vezes, os andesitos, segundo a direção NW-SE. Nestes diques são comuns púmices, *shards* e cristaloclastos, geralmente identificados em depósitos piroclásticos, porém não são componentes necessariamente exclusivos destes. Em domos de lava e sistemas de diques alimentadores estas texturas fragmentárias características de ignimbritos podem ser definidas como texturas *tuff-like* (Manley, 1996). Processos de descompressão quando da extrusão de um domo de lava ou de sua alimentação provocam súbita inflação do magma gerando um padrão supervesiculado (Figura 8b) que pode fragmentar-se e gerar púmices, fragmentos de bolhas

(*shards*), fragmentos de vidro denso e fragmentos de fenocristais (Figura 8c). O resultado final é um vitrófiro autoclástico, com textura extremamente heterogênea, com áreas de fluxo de lava-foliados e uma série de constituintes comuns em rochas piroclásticas.



**Figura 8.** a) dique de composta autoclástica, exibindo feições de uma possível mistura magmática, formada pelas composições latítica (rósea) e traquítica (cinza-esverdeada). Notar que as as porções latíticas são vesiculadas, envolvidas pela “matriz” traquítica vítrea. b) detalhe das vesículas presentes nas porções latíticas. c) Shards, púmices e brechas dos diques compostos autoclásticos.

As observações petrográficas sugerem dois comportamentos distintos para o fluxo magmático: um laminar, que gerou os padrões bandados, observados nos púmices (Figura 9a e Figura 10 c-d), e

outro turbulento, responsável pela brechação, (Figura 9b, c, d, e, g). Esta mudança no comportamento do líquido magmático deve estar relacionada ao aumento da viscosidade durante o resfriamento e a supersaturação em voláteis, que determinaram o rompimento das bolhas e da trama do sistema gerando os *shards* e púmices. Os púmices possuem dimensões médias em torno de 2mm, observando-se vesículas extremamente alongadas com alinhamento subparalelo, formando uma textura do tipo *Woody* (Figura 10c e d). Localizadamente são constatadas fraturas perlíticas circulares e bandadas decorrentes da hidratação das porções vítreas (Figura 9e). As bolhas (vesículas) quando preservadas possuem uma morfologia circular a elíptica, com dimensão média de 0,07 mm (Figura 9d). Outro aspecto petrográfico vinculado à supersaturação é a cristalização da fase vapor caracterizada por pequenas “gotas” preenchidas por grãos minerais muito pequenos (<0,001mm). Os *shards* possuem uma morfologia planar, curvilinear e cuspide com dimensões médias da ordem de 0,07 mm (Figura 9d). Estes são paredes de bolhas fragmentadas, cujas dimensões relativamente constantes são coerentes com uma origem não explosiva. Foram identificados três domínios texturais definidos como i) afanítico, ii) porfirítico e iii) vesicular.

**i) Domínio afanítico:** estas porções de rocha são caracterizadas pelo aspecto vulcânico, de coloração cinza-esverdeada, com textura *tuff-like*. Possuem grande quantidade de púmices, púmices microvesiculados, preenchidos, em geral, por epidoto microcristalino (Figura 9a), autobrechas e brechas hidráulicas – com fragmentos vítreos angulosos, que quando hidratados geraram perlitos bandados e em tubos (Figura 9b, c, e). Os *shards* possuem uma morfologia tabular a cuspide, além de Y e meia-lua (Figura 9d), preservando em alguns casos amígdalas. Devitrificação com padrão axiolítico também é observado, além da formação de leques de anfibólio e epidoto (Figura 9f) distribuídos sobre fenocristais de plagioclásio. Domínio de fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino tabulares, medindo de 0,2 a 1,5mm, por vezes quebrados, como produto da autobrechação (Figura 9g). Estes apresentam-se dispersos na matriz microcristalina ou em aglomerados junto aos cristais de clorita, minerais opacos e carbonatos. Os fenocristais estão, em geral, intensamente alterados para carbonato e illita e, mais raramente, para caolinita e anquerita. Apatita é a fase acessória

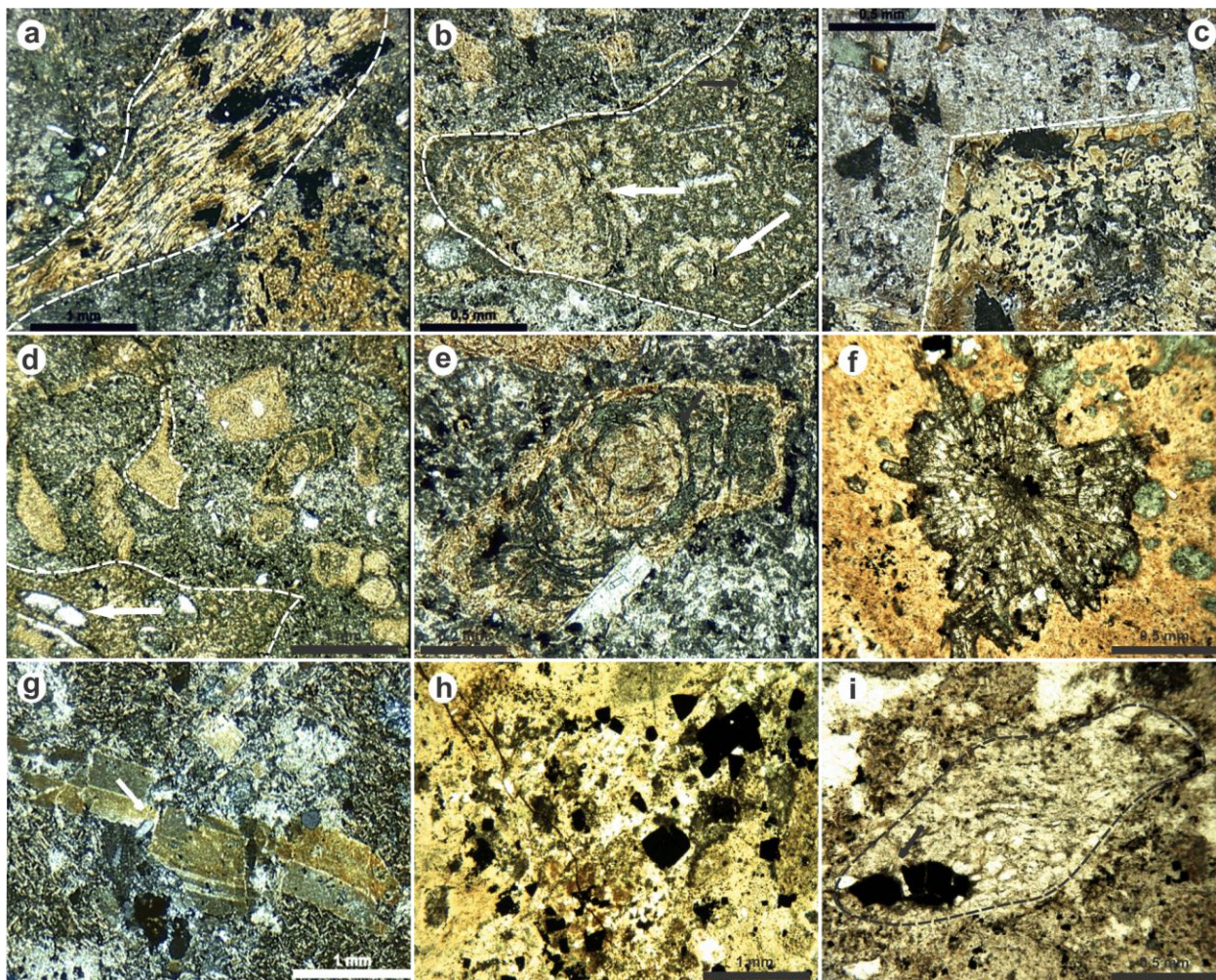
dominante, prismática, medindo de 0,1 a 0,2mm, geralmente associada aos aglomerados citados acima. Os minerais opacos formam duas gerações distintas; uma onde distribuem-se na matriz vítrea, menores que 0,1mm, anédricos, preenchendo os espaços intergranulares. Outra onde são euédricos, medem de 0,1 a 0,6mm, constituídos por pirita (Figura 9h), ilmenita, calcopirita e Au livre incluso em prováveis cristais de anidrita. A presença de anidrita foi inferida a partir de picos de S e Ca identificados nas análises do MEV. A pirita e a calcopirita mostram-se corroídas com transformação para ilmenita. Cristais euédricos de pirita, inclusos na matriz vitrófira autoclástica, estão por vezes quebrados como resultado da intensa auto-brechação magmática (Figura 9i).

ii) **Domínio porfirítico**: rocha porfirítica/seriada, com fenocristais de feldspato, que por vezes é microperítico e plagioclásio, tabulares, medindo de 1 a 6mm, em geral já intensamente alterados para carbonato. Biotita possui hábito prismático, com dimensões que variam de 0,2 a 1mm, apresentando localizadamente deformação sub-solidus do tipo *mica-fish*. Alteração para clorita é muito comum, e os minerais opacos concentram-se nas clivagens, assim como epidoto microcristalino. Clorita ocorre também como produto de alteração do anfibólio reliquiar, onde só é distinguível o hábito losangular. A apatita é uma abundante fase acessória, prismática, medindo de 0,1 a 0,5mm, dispersa na matriz microcristalina ou associada com os cristais de biotita. Zircão é raro, bipiramidado, menor que 0,1mm, incluso nas biotitas e cloritas. Epidoto é produto hidrotermal da modificação de plagioclásio e possui uma composição com quantidades variadas de clinozoizita e pistacita, conforme análises de microsonda realizada por Lima (1995). Esta fase ocorre também como agregados com morfologias esféricas, inclusos principalmente no plagioclásio.

iii) **Domínio vesiculado**: são caracterizados por vesículas e amígdalas, em geral arredondadas (Figura 10a) e localizadamente achatadas, com estruturas de fluxo magmático (Figura 10c e d). Na maior parte das vezes medem de 0,5 a 2mm, podendo atingir dimensões menores, da ordem de 0,1mm. Observa-se o preenchimento de amígdalas por clorita isoladamente, núcleo de clorita bordejado por uma fina franja de quartzo e, mais raramente, anelado por carbonato. Há também grande quantidade de amígdalas preenchidas por carbonato ou mica branca, assim como quartzo, ocasionalmente recobertas por uma

fina película de clorita (Figura 10a) e mais raramente por quartzo. Localizadamente epidoto também preenche amígdalas. Foram observadas ainda, amígdalas brechadas (Figura 10b e d). A matriz é microcristalina, de composição quartzo-feldspática, com clorita anédrica dispersa. Fenocristais de plagioclásio e K-feldspato são escassos, menos de 1% na rocha, com intensa substituição por carbonato e posteriormente para mica branca. Apatita ocorre como inclusão nos fenocristais, prismática, menor que 0,1mm.

Os minerais opacos concentram-se no interior das amígdalas, principalmente aquelas preenchidas por carbonato e clorita, mas também são encontrados em vesículas preenchidas por clorita. Medem em torno de 0,1 a 0,5mm. Formam, em geral, cristais euédricos, mas observa-se também, intensa corrosão destes cristais, com substituição por clorita e/ou epidoto (Figura 10e). Foram identificados pirita, arsenopirita, esfalerita, calcopirita, Au (inclusive na pirita euédrica) e galena. Rutilo ocorre com inclusão euédrica na pirita, arsenopirita e calcopirita. A pirita é, em geral, euédrica e possui inclusões de arsenopirita anédricas, mas ocorre também de forma ‘framboidal’ associada com calcopirita e arsenopirita subédricas. Estes dois últimos sulfetos ocorrem também como minerais euédricos inclusos nas vesículas. Foram identificadas inclusões de Au livre na pirita euédrica, associada com anidrita. Dispersos na matriz, os minerais opacos são, em geral, muito finos (menor que 0,1mm) e anédricos, intergranulares. Cristais euédricos ocorrem de forma esparsa na matriz.



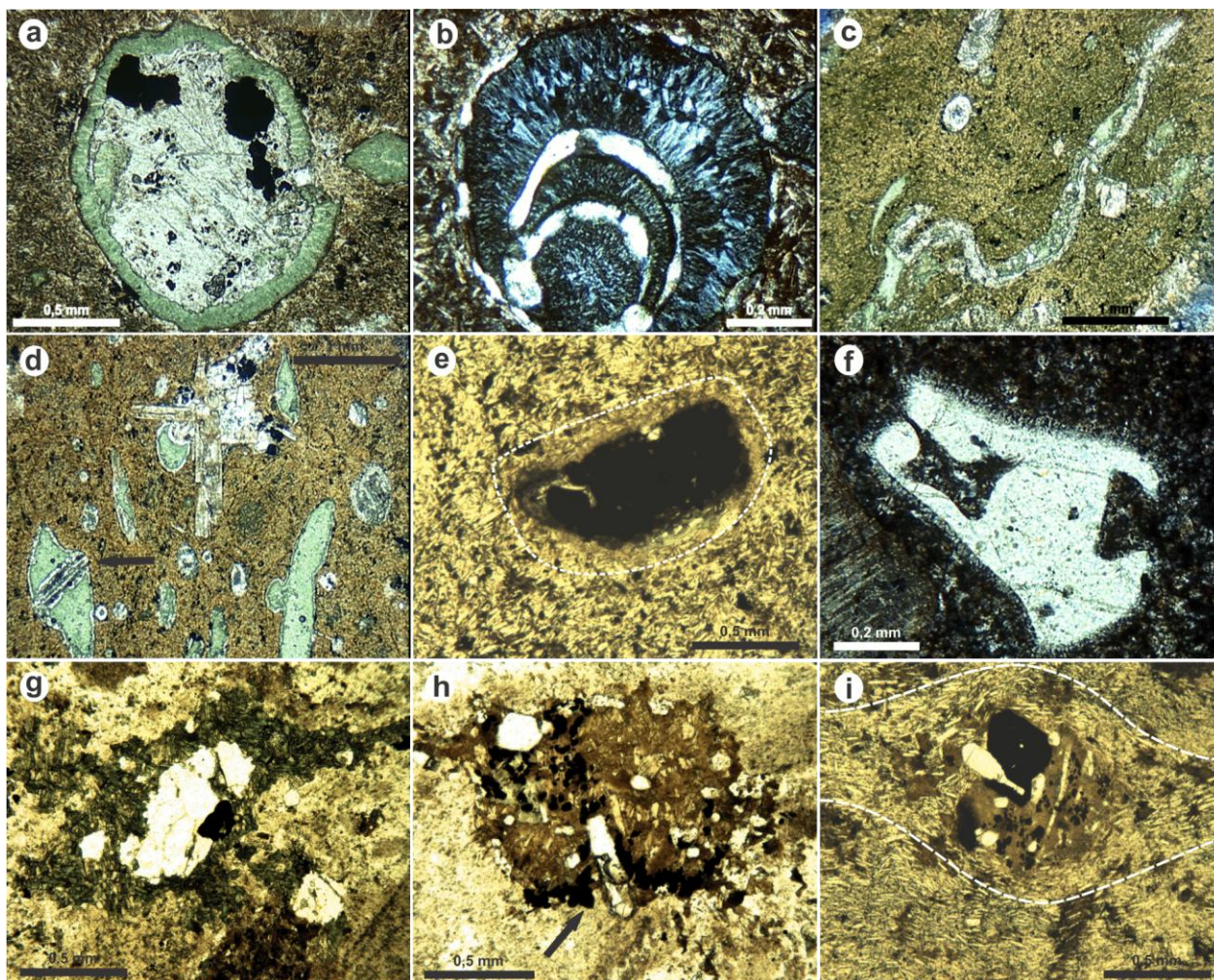
**Figura 9.** Fotomicrografias dos diques compostos autocláticos. a) púmice em feixes (*wisps*), com texturas reliquiárias de vesiculares em tubos; b) autobrecha com fraturas perlíticas; c) brechas hidráulicas, angulares; d) *shards*, fragmentos vítreos e autobrecha contendo vesícula (flecha); e) detalhe mostrando uma clássica fratura perlítica em um fragmento vítreo; f) epidoto esferulítico; g) fenocristal de K-feldspato quebrado pelo processo de autobrechação; h) cristais euédricos de pirita inclusos na matriz vítrea e i) púmice com inclusão de cristal de pirita quebrado.

**3.1.2 Diques latíticos:** estas composições foram definidas no sistema TAS (Le Bas *et al.*, 1986) e ocorrem também como diques de direção NW-SE, com dimensões que variam de 3 a 4m de espessura. Apresentam textura porfírica com megacristais de feldspato de até 9mm com inclusões de plagioclásio por vezes parcialmente modificado para epidoto muito fino, de aproximadamente 0,3mm. O plagioclásio mostra-se ainda, como grãos isolados de menor granulometria (0,5 a 2mm) A biotita ocorre também como fenocristal e está completamente alterada para clorita com minerais opacos nas clivagens, observando-se, em alguns casos, intensa sericitização. Clorita ocorre como produto de

alteração de anfibólio, onde só é possível identificar o hábito losangular das secções basais de anfibólio. Os minerais opacos são escassos, mas também ocorrem na matriz originalmente vítrea, caracterizada por quartzo anédrico em mosaicos muito fino. Fenocristais de quartzo parcialmente reabsorvidos, envoltos por uma franja sericítica são muito comuns e abundantes (Figura 10f), quase 2% da rocha. Medem cerca de 0,5 a 0,7mm. Zircão é muito raro, mas ocorre como escassa fase acessória, com granulação inferior a 0,1mm, bipiramidado e com intensa zonação, incluso nos grãos cloritizados. A presença de vênulos é marcante, preenchidos, em sua maioria, por carbonatos. A matriz é microcristalina com intensa silicificação.

**3.1.3 Dique latítico com anfibólio:** este litotipo ocupa o campo do traquito no sistema TAS (Le Bas *et al.*, 1986), e ocorre como um dique, cortando rochas lamprofíricas, com direção NW-SE e medindo cerca de 2 m. A rocha é porfírica fina a média, com fenocristais de plagioclásio e K-feldspato, medindo de 1 a 5mm, tabulares e sericitizados. Anfibólio (horblenda) com textura decussada ocorre mantendo prováveis xenocristais de quartzo, textura esta que indicaria mistura de magmas (Figura 10g). Localizadamente é observada a recristalização estática de biotita (Figura 10g). Agregados de biotita, minerais opacos e apatita são comuns (Figura 10h). Apatita é bipiramidada, medindo cerca de 0,3mm. Os minerais opacos concentram-se nestes agregados, em geral anédricos. Foram identificados pirita, como produto da alteração das biotitas, provavelmente, pois aparece mantendo esses minerais (Figura 10h). Ilmenita é uma fase importante, subédrica, intergranular. Au aparece livre num cristal de hábito prismático, alterado, com composição indefinida, incluso nos agregados citados acima (Figura 10h). É importante ressaltar a textura magmática nestes agregados, que ocorrem manteados pela matriz microcristalina vitrófira, com estrutura de fluxo magmático (Figura 10i).





**Figura 10.** Fotomicrografias dos diques compostos autoclásticos (domínio vesiculado) – fotos a, b, c, d – dos diques latíticos (fotos e - f) e diques latíticos com anfibólio (fotos g, h, i). a) Amígdala arredondada preenchida por carbonato, envolta por franjas de clorita, com inclusões de minerais opacos subédricos; b) amígdala preenchida por clorita (foto tirada com nicóis cruzados) com feições de brechação; c) amígdalas achatadas e alongadas, indicando fluxo magmático; d) amígdalas alongadas, preenchidas por clorita e cobertas por franjas de quartzo, com feições de brechação (seta) e fluxo magmático. No centro da fotomicrografia os aglomerados de fenocristais de K-feldspato, plagioclásio, minerais opacos e amígdalas; e) cristais euédricos de pirita com intensa corrosão e substituição por epidoto; f) fenocristal de quartzo reabsorvido e envolto por franja sericítica; g) Anfibólio (horblenda) com textura decussada ocorre mantendo provável xenocristal de quartzo, provavelmente herdado dos magmas lamprofíricos. Notar que localizadamente há recristalização estática de biotita (canto inferior direito da foto); h) agregados de biotita, apatita e pirita, onde foram identificados grãos de Au livre. A pirita possui hábito framboidal e está mantendo a biotita recristalizada, indicando um possível aumento da atividade de enxofre no sistema no momento de sua cristalização; i) detalhe destes agregados máficos envoltos pela matriz vítrifera, que ocorre mantendo-os, numa estrutura de fluxo, evidenciando a textura magmática de seus componentes.

### 3.2 Alteração Hidrotermal

As fases secundárias de alteração hidrotermal nos diques são predominantemente clorita + epidoto + carbonato, definindo uma alteração do tipo propilítica. Nos diques compostos autoclásticos, da mesma forma, a alteração dominante é a propilítica, mas é observada também a alteração argílica avançada (Reed, 1997), caracterizada pela paragênese quartzo + caolinita + pirita. Nos diques latíticos a alteração predominante é a sericítica: quartzo + mica branca + pirita + clorita. Já nos diques latíticos com anfibólio, a alteração é potássica, caracterizada pela substituição da horblenda por biotita, juntamente com clorita + quartzo.

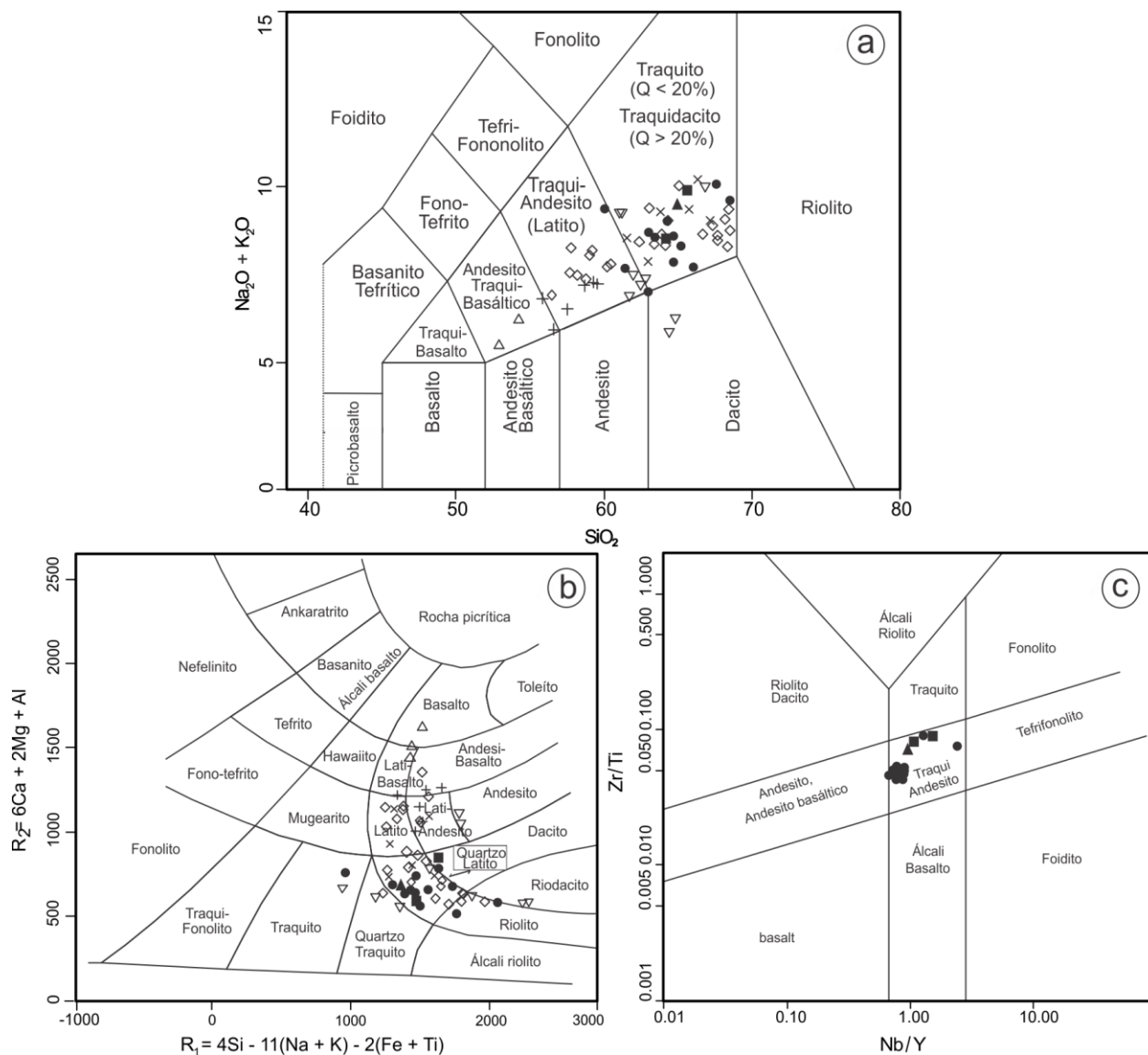
### **3.3 Geoquímica**

A classificação das rochas foi realizada com base no diagrama total de álcalis *versus* sílica (TAS) de Le Bas *et al.* (1986), como recomendado pela IUGS, juntamente com o diagrama R1-R2 de De La Roche *et al.* (1980), pois apresenta um parâmetro classificatório mais completo, levando em consideração além da sílica, sódio e potássio, os outros principais elementos maiores formadores de rocha, como o ferro, magnésio, titânio, cálcio e alumínio. Adicionalmente, para fins interpretativos, foi utilizado também o diagrama Nb/Y - Zr/Ti, de Winchester & Floyd (1977), modificado por Pearce (1996), (Figura 11a, b, c). Na Tabela 1 encontram-se os dados de composição química das amostras analisadas.

**Tabela 1.** Composição química dos diques latíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul. Elementos maiores e menores em peso%; traços e ETR em ppm.

Amostra	DL	DLa	DLa	DCAa	DCAa	DCAa	DCAa	DCAa	DCAa	DCAp	DCAp	DCAv	DCAv	DCAv	DCAv
SiO <sub>2</sub>	62.77	60.29	62.46	60.59	60.94	58.12	66.97	57.70	59.86	62.48	64.74	61.74	60.95	61.01	62.06
TiO <sub>2</sub>	0.49	0.50	0.39	1.11	1.09	1.27	0.54	1.16	1.19	1.03	0.32	1.09	1.09	1.03	1.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.19	14.93	17.11	16.53	16.03	17.94	15.26	16.46	16.51	14.37	16.00	15.26	15.33	14.53	15.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	4.44	4.72	3.83	6.82	7.10	6.46	3.68	7.38	7.57	6.12	3.20	6.45	5.77	5.95	5.92
MnO	0.09	0.08	0.05	0.10	0.08	0.09	0.05	0.12	0.09	0.11	0.06	0.10	0.09	0.12	0.10
MgO	1.31	2.75	1.41	1.19	1.28	1.28	1.13	2.09	2.25	1.29	0.93	1.32	1.10	1.27	1.27
CaO	2.45	3.86	1.77	2.55	2.52	3.22	1.36	2.81	1.47	3.14	1.88	2.42	3.06	4.07	2.82
Na <sub>2</sub> O	4.79	3.27	3.43	3.91	4.71	5.15	3.70	4.33	1.47	4.61	4.19	4.65	5.03	4.45	4.69
K <sub>2</sub> O	4.25	4.65	5.84	4.35	3.40	3.80	5.51	2.81	5.14	2.62	5.28	3.47	3.41	2.90	3.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.21	0.16	0.43	0.42	0.50	0.21	0.47	0.44	0.40	0.12	0.42	0.43	0.40	0.43
P.F.*	1.5	4.3	3.1	2.0	2.1	1.8	1.3	4.3	3.6	3.5	2.9	2.7	3.3	3.9	2.9
Total	99.55	99.58	99.54	99.55	99.64	99.58	99.71	99.65	99.60	99.70	99.56	99.60	99.61	99.66	99.64
Rb	121.4	102.5	142.9	115.7	88.5	111.7	139.0	85.6	168.6	62.0	128.4	69.5	70.9	67.9	70.0
Ba	2187	1575	2486	2396	1578	1816	1265	1198	1884	1194	2190	1925	1849	1429	1592
Sr	1169.1	1255.5	971.9	725.9	748.7	925.9	711.5	788.7	553.4	653.0	1234.7	673.6	703.3	704.9	652.6
Nb	9.4	8.9	9.4	15.9	16.2	18.9	16.7	16.8	18.1	14.5	7.6	15.6	15.9	14.7	15.1
Zr	168.4	188.2	161.8	274.6	275.0	321.2	195.5	285.9	287.9	254.4	132.6	265.5	259.3	251.2	256.7
Y	11.1	9.5	7.5	24.2	22.1	25.5	9.1	23.0	22.9	20.0	7.0	22.3	21.5	21.4	21.8
La	43.5	30.6	32.7	68.4	64.9	79.8	38.5	68.5	71.4	58.5	34.0	64.4	63.7	60.6	62.7
Ce	83.0	62.6	64.4	137.4	135.4	161.4	72.8	139.7	143.5	121.0	64.5	134.0	134.3	123.8	128.5
Pr	9.04	6.71	6.83	15.66	14.76	17.97	8.06	15.76	16.21	13.51	6.61	14.54	14.52	14.07	14.54
Nd	33.6	24.4	25.6	61.7	56.5	68.9	29.6	63.0	65.5	52.4	23.0	56.2	55.0	52.8	56.5
Sm	5.64	4.54	4.32	10.68	9.83	12.16	4.74	10.70	11.07	8.99	3.60	9.56	9.64	9.18	9.69
Eu	1.47	1.28	1.23	2.40	2.34	2.72	1.23	2.53	2.45	2.00	1.12	2.19	2.19	1.98	2.06
Gd	3.47	3.13	2.83	7.25	6.75	7.94	3.00	7.29	7.33	6.33	2.20	6.29	6.44	6.23	6.43
Tb	0.49	0.45	0.37	1.05	0.96	1.12	0.41	1.01	1.00	0.87	0.31	0.91	0.91	0.90	0.91
Dy	2.29	2.03	1.64	5.09	4.65	5.55	1.96	4.68	4.92	4.36	1.39	4.32	4.32	4.29	4.37
Ho	0.37	0.34	0.26	0.88	0.81	0.95	0.31	0.83	0.86	0.74	0.23	0.75	0.73	0.75	0.74
Er	1.01	0.87	0.65	2.38	2.18	2.59	0.87	2.29	2.36	1.96	0.60	2.12	2.07	2.03	1.98
Tm	0.15	0.13	0.10	0.36	0.32	0.38	0.12	0.34	0.34	0.28	0.09	0.29	0.30	0.30	0.30
Yb	0.99	0.81	0.63	2.15	1.97	2.38	0.75	2.09	2.09	1.85	0.55	1.82	1.83	1.82	1.88
Lu	0.15	0.12	0.09	0.39	0.29	0.35	0.11	0.31	0.32	0.26	0.09	0.27	0.27	0.26	0.27
Th	16.2	12.4	13.4	21.5	20.5	23.4	21.9	21.3	22.2	19.0	14.3	18.5	19.2	18.3	19.8
Hf	4.8	5.7	5.0	8.5	7.5	9.5	6.3	8.2	8.7	7.3	4.3	7.5	7.2	7.4	7.7
Ta	0.3	0.3	0.3	0.7	0.7	0.8	1.3	0.6	0.7	0.5	0.6	0.9	0.9	0.9	1.0
U	6.7	6.2	6.4	7.7	6.8	8.0	7.6	7.7	7.4	6.8	7.2	6.8	6.5	6.3	6.7

As rochas que compõem os diques compostos autoclásticos ocupam no diagrama TAS (Figura 11a) o campo dos traquitos ( $Q < 20\%$ ) e dos traquiandesitos com  $K_2O > (Na_2O - 2)$ , sendo classificados como latitos (Le Maitre, 2002), refletindo as duas composições que formam os domínios desta rocha. Os diques traquíticos ( $Q < 20\%$ ) – com e sem anfibólio – ocupam o campo dos traquitos no diagrama TAS e suas proporções de  $K_2O > (Na_2O - 2)$  confirmam seu caráter shoshonítico. Como nomenclatura geral, no presente trabalho, utilizar-se-á o termo diques latíticos, por corresponder à critérios mais abrangentes, que utilizam elementos maiores e traços (Figura 11a, b, c).

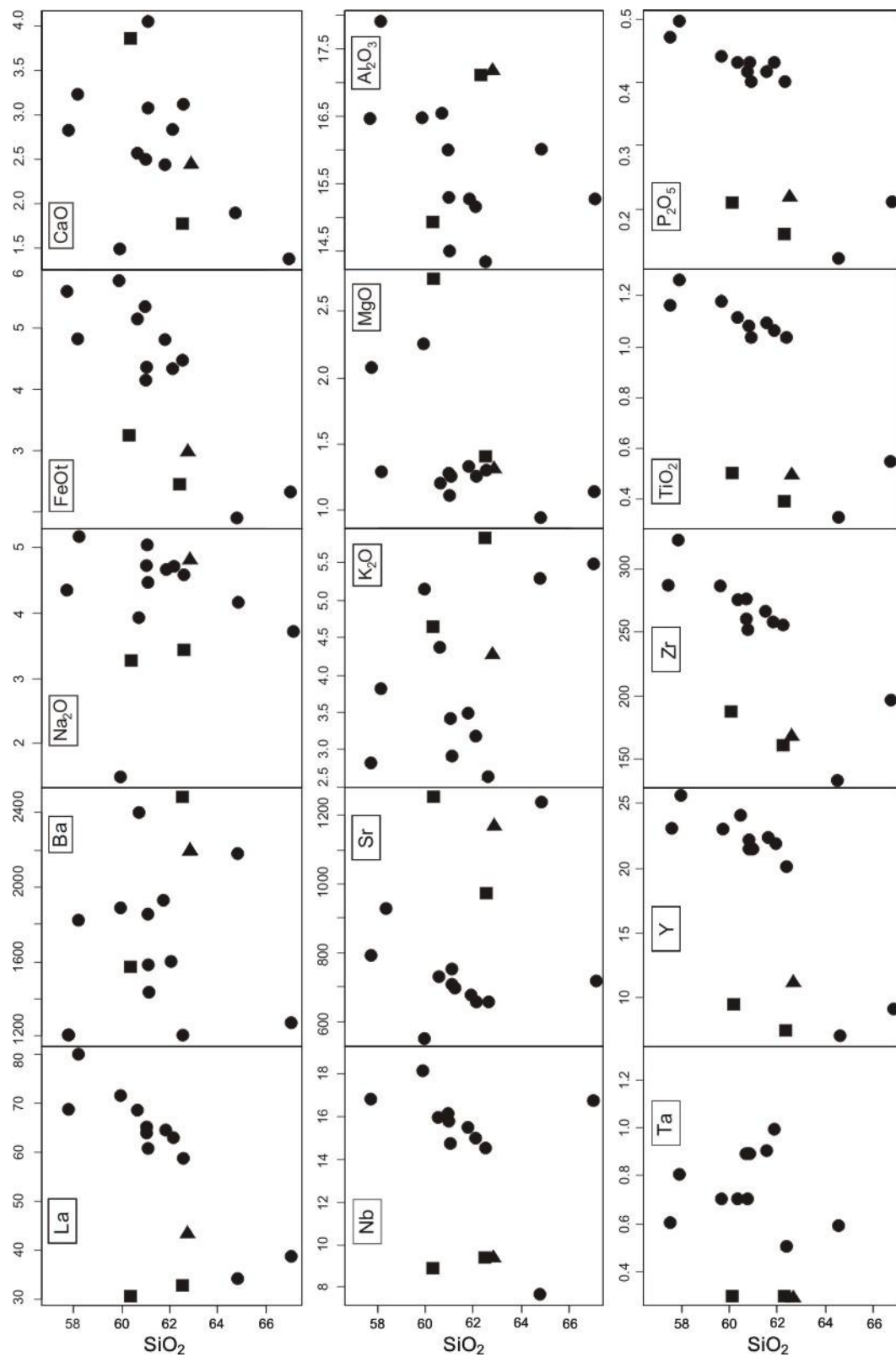


**Figura 11.** Diagramas de classificação química. a) TAS (Le Bas *et al.*, 1986); b) R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980); c) Nb/Y - Zr/Ti, de Winchester & Floyd (1977), modificado por Pearce (1996). Legenda: círculos cheios = diques compostos autoclásticos, quadrados cheios = diques latíticos, triângulo cheio = dique latítico com anfibólio. Os símbolos vazios representam o restante das rochas representativas da ASLS.

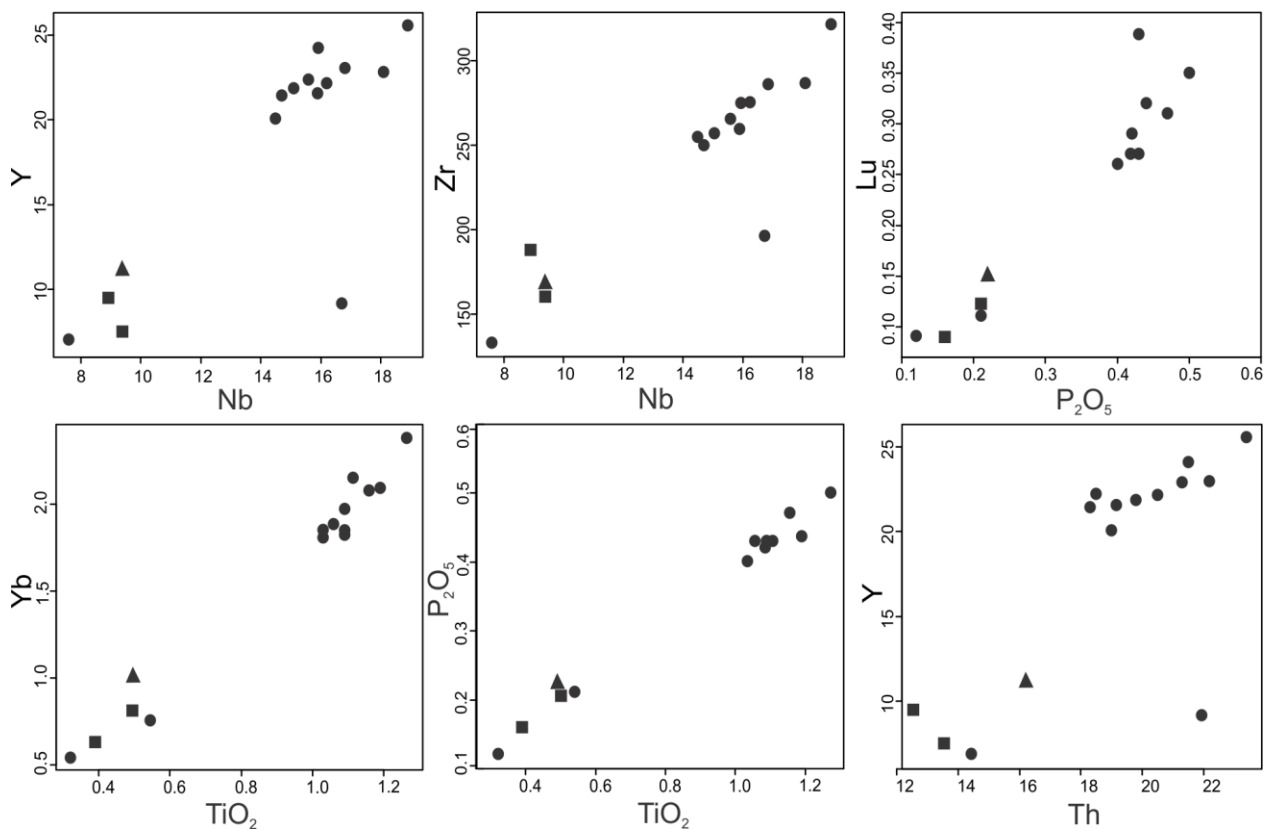
Os teores de sílica do conjunto de amostras dos diques concentram-se no intervalo de 57,70 % até 66,97% peso, sendo a sílica o índice de diferenciação que melhor expressa a variação dos outros elementos. Nos diagramas de Harker (Figura 12), nota-se a formação de dois *trends* distintos na ASLS: um alto Ti e outro baixo Ti, sendo que este comportamento é também observado para o P e Fe.

Um *trend* vai dos basaltos até as rochas ácidas incluindo alguns dos diques estudados e monzonitos definidos por Liz *et al.*, (2004). Neste *trend* principal, predominante na ASLS, os teores de  $\text{TiO}_2$  variam entre 0,2 e 1%. Um segundo *trend* que inclui a maior parte dos diques latíticos e parte dos monzonitos (Monzonito Arroio do Jacques, parte do Monzonito Tapera, a rocha composta e a autoclástica, segundo Liz *et al.*, 2004) mostra  $\text{TiO}_2$  sempre superior a 1% e é paralelo ao *trend* principal. Tem  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  maior e conteúdos de ETR e HFS mais elevados.

Os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  nos diques latíticos mostram grande dispersão, assim como os conteúdos de  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , que acompanham a tendência das rochas da ASLS. A elevada dispersão pode ser atribuída à segregação dos fenocristais durante a cristalização, comumente verificada em rochas porfíricas, e à mistura de magmas. Para os elementos traços comparados com a sílica (Figura 12) nota-se novamente a formação dos dois *trends* referidos: um com alto Zr, Y e ETR, correspondendo ao alto Ti, e outro com baixo conteúdo dos mesmos. Os diques estudados mostram elevados teores de Sr, maiores que 600ppm, sendo os teores mais baixos típicos do grupo alto-Ti; para o Ba, os teores são maiores de 1000ppm e para o Rb, variando de 60 a 150ppm, característicos de rochas de afinidade shoshonítica, metaluminosa (Figura 14a). Nos diagramas binários os diques latíticos mostram uma forte correlação positiva entre os pares dos elementos: Ti, Zr, P, Nb, Th, Y e ETR (Figura 13).

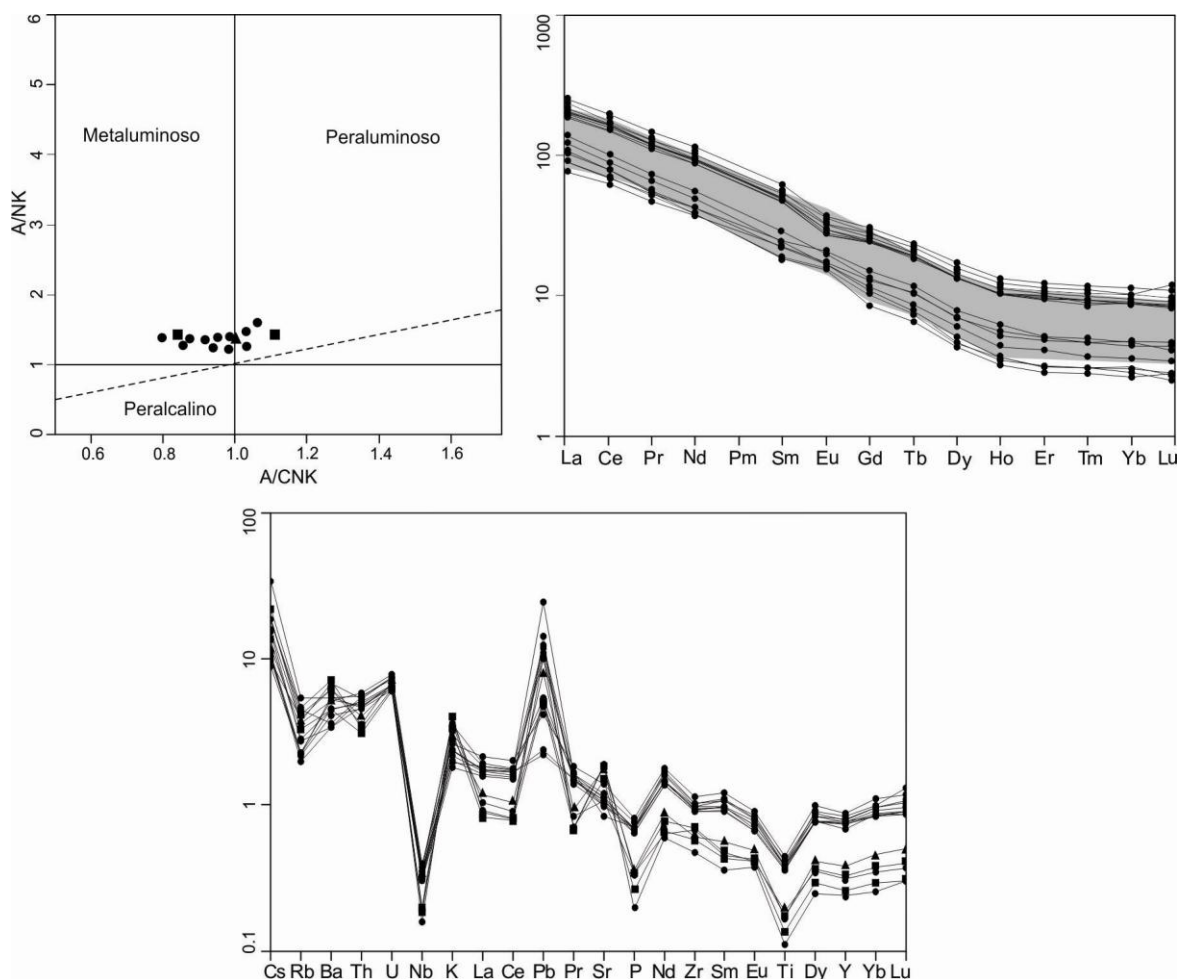


**Figura 12.** Diagramas binários (de *Harker*) para elementos maiores (percentagem em peso) e traços, incluindo ETR (valores em ppm), utilizando a sílica como índice de diferenciação.



**Figura 13.** Diagramas binários dos diques latíticos mostrando forte correlação positiva entre os pares dos elementos: Ti, Zr, P, Nb, Th, Y e ETR.

O padrão de ETR dos diques latíticos, obtidos com a normalização dos dados pelos valores condríticos de Boynton (1984) (Figura 14b), é de forte paralelismo com as rochas da ASLS, com enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP, com valores de LaN que variam de 100 a 450 e de LuN entre 4 e 20. Uma fraca anomalia de Eu, possível resultado do fracionamento de plagioclásios, está presente nos padrões, que são típicos de rochas de afinidade shoshonítica (Lima & Nardi, 1998).

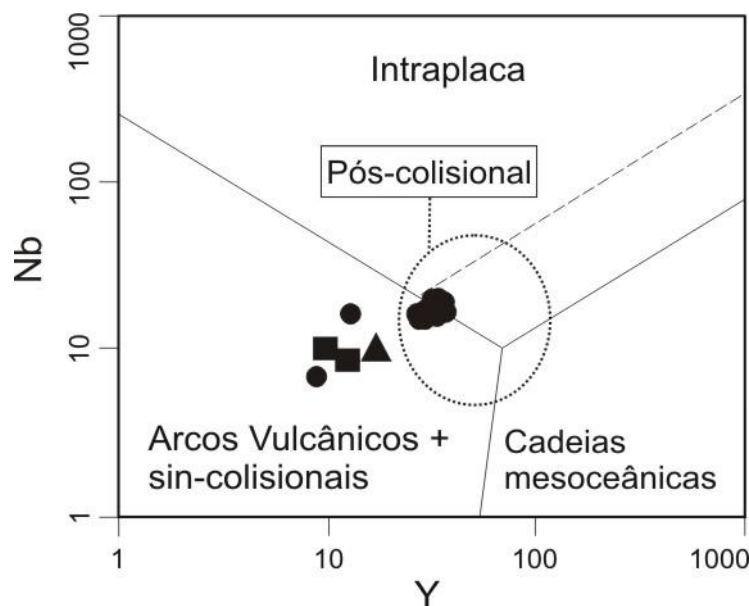


**Figura 14.** a) Diagrama A/NK versus A/CNK sugerido por Maniar & Piccoli (1989) para classificar segundo Shand; b) Distribuição dos ETR dos diques latíticos normalizadas pelo padrão condrito de Boynton (1984); c) Diagrama multielementar (*spidergram*) mostrando o padrão dos elementos traços normalizados para OIB (Sun & McDonough, 1989).

O diagrama multielementar (*spidergram*) da Figura 14c retrata as semelhanças das rochas estudadas com aquelas derivadas de fontes semelhantes às dos basaltos de ilhas oceânicas (OIB). Ressaltam as fortes anomalias negativas de Nb, P e Ti, feições que registram os efeitos do metasomatismo causado por subducção litosférica prévia. Os padrões dos elementos litófilos de grande raio iônico (LILE), dos elementos litófilos de alto potencial iônico (HFS), ETR e P indicam uma origem comum para os diques latíticos e demais rochas da ASLS, e uma evolução semelhante, ou seja, pertencem a uma mesma associação magmática.



No diagrama de classificação tectônica de Pearce (1996) nota-se novamente a formação de dois grupos distintos nos diques da ASLS (Figura 15): um com maior enriquecimento em Y e Nb, deslocando a distribuição das amostras no sentido dos campos de rochas das séries alcalinas sódicas de ambiente intraplaca. Importante notar que o Rb não acompanha o crescimento conforme seria esperado se este *trend* fosse produto da diferenciação magmática. O Zr, Nb, Ti e Yb também formam duas populações distintas (Figura 11c, Figura 12 e Figura 13) o que indica a evolução para fontes magmáticas de ambientes característico do magmatismo intraplaca. A razão Nb/Ta dos diques latíticos varia de 12 até 30, enquanto nos condritos, assim como em grande parte das rochas ígneas são encontrado valores próximos de 17,5 (Linnen & Keppler, 1997). As razões  $K_2O/Na_2O$  no grupo alto Ti variam em torno de 0,7, enquanto que no grupo baixo Ti mostram valores em torno de 1,4. Consta-se assim, que o grupo alto-Ti mostra uma tendência para afinidade mais sódica, distanciando-se dos valores tipicamente shoshoníticos.



**Figura 15.** Diagrama Nb-Y de discriminação tectônica de Pearce (1996).

O geotermômetro fundamentado no conteúdo de Zr da rocha, intermediária ou ácida, considerando também a composição química global, expressa pelo parâmetro M (Watson & Harrison,

1983) foi utilizado para as amostras com teores de SiO<sub>2</sub> superiores a 60%. Observou-se um aumento da temperatura calculada, de 700 até 840<sup>0</sup>C quando o parâmetro M da rocha diminui, isto é, a saturação do magma em zircão ocorre a temperaturas menores quando a composição aproxima-se do extremo peralcalino. Conforme discutido por Miller *et al.* (2003), estas temperaturas são relativamente baixas para magmas intermediários e podem ser interpretadas como de saturação do zircão em estágios já avançados da cristalização, indicando, portanto, que os magmas eram subsaturados nos componentes deste mineral.

#### **4. Discussão dos resultados**

##### **4.1 Os diques latíticos e os fluidos magmáticos**

O conjunto de diques latíticos corta os Monzonitos Hipabissais definidos por Liz *et al.* (2004), com idade obtida a partir de análises de U-Pb em zircão, SHRIMP, de  $587 \pm 4$  Ma (Liz *et al.*, 2009). Os diques latíticos possuem textura em geral afanítica, apresentando também termos porfíricos, compostos (vesiculares) e autoclásticos. Em campo, a principal diferença com relação aos monzonitos porfíricos descritos por Liz *et al.* (2004) é a maior quantidade de matriz e menor dimensão dos fenocristais dos diques latíticos.

É importante ressaltar a presença abundante de amígdalas, preenchidas predominantemente por carbonatos e clorita, ricas em sulfetos, nos quais foram identificadas inclusões de ouro metálico. A presença restrita dessas amígdalas ao domínio vesiculado, sempre associado à matriz afanítica (Figura 8a) – que é caracterizada por um aspecto vitrófiro autoclástico, além de apresentar texturas traquíticas que indicam fluxo magmático – sugere que essas amígdalas formaram-se durante a cristalização do magma, no chamado segundo ponto de ebulição, quando a supersaturação de voláteis no sistema foi atingida. Fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino, e cristais precoces, euédricos, de pirita e outros sulfetos quebrados (Figura 9g, i) pelo processo de brechação, inclusos numa matriz microcristalina e vitrófira, assim como a intensa autobrechação que preserva as texturas traquíticas, indicam a formação destas texturas durante o intervalo *liquidus* do sistema, o que apóia a origem magmática para estas feições e minerais.

Dentre os sulfetos, destaca-se a abundante presença de pirita. Distinguem-se duas gerações deste mineral: uma euédrica, sem inclusões, presente no domínio afanítico dos diques compostos autoclásticos como cristais precoces inclusos na matriz vitrófira (Figura 9h), porém há também cristais de pirita euédrica com abundantes inclusões de outros sulfetos e óxidos (rutilo), que ocorrem no domínio vesiculado, presentes em inclusões nas amígdalas. Estes cristais também apresentam-se intensamente corroídos e substituídos por fases hidrotermais posteriores, como epidoto (Figura 10e) A outra geração de pirita é anédrica, que substitui e envolve minerais ferro-magnesianos como a biotita (Figura 10h) e clorita, é observada principalmente nos diques latíticos com anfibólio.

As relações de campo, a composição mineralógica e as feições geoquímicas dos diques latíticos, indicam sua forte relação temporal e genética com o magmatismo gerador da ASLS. Sugerem que juntamente com os magmas geradores dos lamprófiros, os diques latíticos constituem manifestações tardias do magmatismo shoshonítico, mostrando já, feições que os aproximam do magmatismo alcalino sódico saturado em sílica que sucede temporalmente a ASLS, descrito e revisado mais recentemente por Sommer *et al.* (2006, 2005a, 2005b).

Propõe-se que as rochas do grupo alto-Ti, que também tem alto  $Fe_2O_3t$ ,  $P_2O_5$ , HFS, LILE e ETR seriam derivadas de pulso magmático mais tardio que o baixo Ti. Um aumento do conteúdo de Fe nos magmas parentais pode estar associado à um menor grau de oxidação e hidratação da fonte. Isto estaria de acordo com seu caráter mais tardio, quando o efeito da subducção nas fontes mantélicas foi menos pronunciado, e por consequência o grau de oxidação é menor; o Fe, menos oxidado, é mais incompatível, e as taxas de fusão possíveis são menores devido à menor disponibilidade de água no protólito. As razões  $K_2O/Na_2O$  mais baixas dos diques alto-Ti, indicam uma evolução das fontes e processos no sentido da produção de magmas mais sódicos, como é comum na evolução do magmatismo pós-colisional ou de arcos maduros.

#### **4.2 Mineralização de ouro e sulfetos: papel da mistura de magmas**

Liz *et al.* (2004) propuseram que a elevada atividade de fluidos nas rochas compostas (diques compostos autoclásticos) é a geradora da sulfetação tardi-magmática. Nas análises de química mineral

dos sulfetos, realizadas por estes autores, pode-se constatar que as piritas possuem zoneamentos irregulares marcados por conteúdos variáveis de arsênio, além de altos conteúdos de ouro. Os dados de microsonda eletrônica em calcopiritas obtidos pelos mesmos autores também indicaram concentrações consideráveis de ouro. Observaram no MEV também a ocorrência de grãos de ouro livre e prata nativa, além de tetraedrita e esfalerita, envolvidos por silicatos ricos em cloro, indicativos de complexos com cloretos. Dados de geotermometria em arsenopirita indicaram que este sulfeto formou-se em temperaturas próximas de 430° C.

O mantimento de pirita em cristais de biotita indica que houve uma forte atividade de S naquele estágio da cristalização, seguida de um decréscimo, indicado pela presença de cristais anédricos e intergranulares de ilmenita. O Au e o S provavelmente estavam no sistema de mistura dos magmas lamprofíricos e latílicos, pois o Au está incluso nas piritas euédricas, primárias, dispersas na matriz vitrífira microcristalina. O Au pode ter sido trazido pelos magmas lamprofíricos, prováveis constituintes do sistema de mistura, ou estava nos magmas latílicos. Rigo *et al.* (2010) sugerem que os conteúdos de ouro relativamente altos (de 0,5 à 273 ppb) encontrados em diques lamprofíricos do Distrito Aurífero de Lavras do Sul/RS, de direção concordante com as mineralizações auro-cupríferas, são feições secundárias decorrentes da ação de fluidos hidrotermais mineralizantes que afetaram os diques após seu posicionamento.

A cristalização dos magmas e o progressivo enriquecimento dos voláteis e complexos de Au-S-Cl, que não entram na estrutura dos minerais formadores das rochas, causaram a supersaturação do sistema, promovendo o segundo ponto de ebulição, desestabilização dos complexos e precipitação dos sulfetos portadores de Au. Durante o final da cristalização magmática os sulfetos são parcialmente oxidados, liberando o conteúdo de metais para os fluidos magmático-hidrotermais como proposto por Candela (1989). Este comportamento dos sulfetos magmáticos pode promover o potencial mineralizador durante a evolução de sistemas magmáticos, agindo como mediadores de armazenagem dos metais de minério, prevenindo-os de serem incorporados em níveis de concentrações-traço dentro de minerais silicatados ou de óxidos (Audétat & Pettke, 2006).

A possível mistura de magmas latílicos com magmas lamprofíricos pode ter gerado as condições ideais de transporte e precipitação do Au em complexos sulfetados (tio-sulfetos). Vários fatores como mudanças no estado de oxidação, na composição do sistema magmático, na temperatura de magmas ascendentes, juntamente com processos de cristalização, desgaseificação ou mistura homogênea/heterogênea de magmas, podem provocar uma mudança drástica na solubilidade do enxofre (Métrich & Mandeville, 2010). A mistura dos magmas, com o aporte dos magmas lamprofíricos, pode ser responsável por um aumento do potencial de oxidação e dos voláteis no sistema, desencadeando assim, a supersaturação em voláteis, a deposição dos sulfetos magmáticos com ouro e a formação das soluções hidrotermais que geraram as amígdalas dos diques compostos autoclásticos. Estudos realizados por Mexias *et al.* (2005) revelaram que compostos de enxofre, e não de cloro, parecem ter dominado o transporte de complexos de Au na área do Bloco de Butiá, à oeste do Complexo Granítico de Lavras, relacionada à estas mineralizações. Lamprófiros também possuem composições magmáticas (alto teor de CO<sub>2</sub> e de halogênios) potencialmente favoráveis para o transporte de Au do manto para a crosta (Rock *et al.*, 1988a; Rock 1991). São tipicamente enriquecidos em LILE, ETRL, e voláteis como CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, F, e Cl (Rock, 1987; Rock *et al.*, 1990), que são acomodados na estrutura cristalina de minerais hidratados como anfibólios ou micas, ou inclusos nos carbonatos, zeolitas, epidotos, fluoritas ou sulfatos primários (Rock *et al.*, 1988b). O fracionamento destes magmas parentais enriquecidos em metais preciosos, sob condições de subsaturação em S, pode levar ao progressivo enriquecimento de Au e PGE, contanto que a fusão não atinja a saturação em S (Brüggemann *et al.*, 1987; Taylor *et al.*, 1994). Sob condições de alta  $fO_2$ , os sulfetos são instabilizados em relação aos sulfatos no magma e a segregação de uma fusão sulfetada se torna impossível (Richards, 1995). Sob estas condições, os elementos calcófilos comportam-se incompativelmente na fusão, tornando-se facilmente enriquecidos durante o fracionamento (Müller & Groves, 1997). Adicionalmente, a alta  $fO_2$  pode prorrogar a saturação do enxofre até que o sistema atinja a saturação em voláteis, gerando assim fluidos hidrotermais enriquecidos em elementos calcófilos (Richards, 1995), processo semelhante à formação das amígdalas nos diques compostos autoclásticos. Portanto, o

enriquecimento de Au e PGE observado em diversos lamprófiros potássicos pode ser uma feição primária (Müller & Groves, 1997).

No caso dos diques latínicos da ASLS, o comportamento explosivo, a mudança no estado de oxidação – registrada pela desestabilização das fases sulfetadas e geração de ilmenita e anidrita – a formação das vesículas e a intensa brechação ainda em temperaturas *liquidus* do sistema, podem ser atribuídas à mistura com os magmas lamprofíricos, promotores do aumento do conteúdo de voláteis, da elevação da  $fO_2$ , e do aumento de temperatura do sistema magmático. A alta  $fO_2$  pode ter contribuído para manter o enxofre na fase líquida, juntamente com o ouro, até a supersaturação de voláteis, formando soluções hidrotermais ricas nesses elementos durante o segundo ponto de ebulição, com a formação das vesículas e a precipitação dos sulfetos ( $\pm$  ouro). Diversos autores têm ressaltado o papel dos magmas formadores de lamprófiros e dos processos de mistura magmática na formação de depósitos sulfetados (Müller & Groves, 1997; Hattori & Keith, 2001; Seedorff, 2005; Pollard, 2006; Audétat & Pettke, 2006). Os baixos teores de Au (de <0,5 a 6,7 ppb) e os baixos teores de S, em geral menores que 0,1 ppm, dos diques latínicos podem ser explicados como resultado do segundo ponto de ebulição e a conseqüente concentração destes na fase fluída hidrotermal, ao mesmo tempo reforça a proposição de que ambos elementos foram acrescidos ao sistema pelos magmas geradores dos lamprófiros.

Depósitos minerais do tipo pórfiro e epitermais associados com magmatismo pós-subducção são enriquecidos em Au quando comparados à diversos depósitos relacionados à zonas de arcos, uma característica que pode refletir a refusão de pequenas quantidades de sulfetos residuais deixados na litosfera profunda pelo magmatismo de arco (Richards, 2009). Devido à sua escassez (sob a relativa condição oxidante, mas enriquecida em S no magmatismo de arco) essa fase sulfetada será enriquecida em Au e outros elementos fortemente siderófilos. Durante o segundo estágio do magmatismo de pós-subducção esses pequenos volumes de sulfetos serão refundidos, liberando os conteúdos metálicos ao magma alcalino silicatado (Richards, 2009). O estágio final de partição destes metais para fluidos hidrotermais exsolvidos durante o resfriamento e cristalização deste magma em níveis crustais

superficiais, geram depósitos minerais similares aos depósitos pórfiros e epitermais relacionados à zona de arcos, porém mais enriquecidos em Au e geralmente apresentando mais baixo estado de sulfetação (Richards, 2009).

Isótopos de enxofre foram analisados por Remus *et al.* (2000), a partir de sulfetos do minério das minas de Camaquã (pirita, calcopirita, e bornita) e Santa Rita (galena e esfalerita) para investigar a fonte do enxofre e a temperatura de deposição dos sulfetos. Piritas das minas de Cerro Rico e Butiá também foram analisadas para comparação. Os resultados de  $\delta^{34}\text{S}$  são bastante homogêneos em ambos os depósitos e prospectos, com valores variando de -1.8 até +.6‰ para a mina do Camaquã, -2.6 até +1.1‰ para o depósito de Santa Rita e +1.7 até +2.2‰ para os prospectos de Cerro Rico e Butiá (Remus *et al.* 2000). Resultados prévios para ambos depósitos (Bettencourt, 1976; Beckel *et al.*, 1991) são muito similares à esses dados, e todos eles indicam uma origem magmática para o enxofre (Ohmoto & Rye, 1979). Os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de -3.6 até +4.1‰ em cinco amostras compostas constituídas de esfalerita e galena do Depósito de Santa Maria (Misi *et al.*, 1999) também são consistentes com uma origem magmática para o enxofre.

## 5. Considerações finais

Os diques latíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul são parte de um sistema subvulcânico, monzonítico/latítico metaluminoso de afinidade shoshonítica, em ambiente pós-colisional, exibindo mistura heterogênea com lamprófiros shoshoníticos, sob condições ricas em voláteis, representando assim, sítios preferenciais para mineralizações e depósitos sulfetados do tipo Cu-pórfiro rico em Au. Com base nos dados de campo foram realizados estudos petrográficos e litogeoquímicos, juntamente com microscopia eletrônica de varredura, que permitiram identificar e classificar estes diques em três principais litologias: diques compostos autoclásticos; diques latíticos e diques latíticos com anfibólio, cujas características texturais, composicionais e geoquímicas sugerem vinculação genética com a mistura heterogênea de magmas latíticos e lamprofíricos. Nos diques compostos autoclásticos foram identificadas inúmeros púmices, *shards* e cristaloclastos, além de intensa autobrechação, geralmente identificados em depósitos piroclásticos, porém não são

componentes necessariamente exclusivos deste. No caso de sistemas de diques alimentadores estas texturas fragmentárias características de ignimbritos podem ser definidas como texturas do tipo *tuff-like* (Manley, 1996). O resultado final é um vitrófiro autoclástico, texturalmente extremamente heterogêneo com áreas de fluxo de lava-foliados e uma série de constituintes comuns em rochas piroclásticas. Tais feições são aqui atribuídas a supersaturação de voláteis no sistema e conseqüente formação do segundo ponto de ebulição, que é, possivelmente, o resultado da mistura entre os magmas latíticos e lamprofíricos. Grãos de ouro metálico foram identificados em análises realizadas com microscopia eletrônica de varredura – MEV, nos diques compostos autoclásticos e nos diques latíticos com anfibólio. O Au aparece associado com cristais de pirita euédrica, primária; e também com grãos de anidrita (picos de S e Ca) e calcopirita. Admite-se que o magma lamprofírico pode ser a fonte principal do ouro e enxofre no sistema. Magmas básicos possuem grande capacidade de transferir Au e S do manto para a crosta superficial, como resultado da alta solubilidade do S em magmas básicos (com afinidades alcalinas os teores de S chegam a valores > 3000 ppm), já nos magmas félsicos o S têm baixa solubilidade, pois esta acompanha a diminuição do ferro em fusões silicatadas (Hattori & Keith, 2001). O papel dos magmas básicos é fornecer ou adicionar Au e S à câmara magmática e acrescentar calor para retardar a solidificação do magma, promovendo uma longa atividade vulcano-plutônica (Audétat & Pettke, 2006). A mistura entre magmas máficos e félsicos resulta na precipitação de quantidades significativas de sulfetos. Tanto em sistemas vulcânicos ativos como fósseis, as injeções de magmas básicos são caracterizadas pelo alto grau de alcalinidade, frequentemente de afinidade shoshonítica, com alto grau de oxidação e altos teores de S – de 1000 à 5000 ppm (Audétat & Pettke, 2006). Câmaras magmáticas rasas com magmas félsicos, proporcionam longa atividade hidrotermal que concentra cobre e outros metais em depósitos minerais (Hattori & Keith, 2001). Este seria o papel dos magmas latíticos na ASLS, que a partir de um aumento do potencial de oxidação e supersaturação de voláteis no sistema, atinge o segundo ponto de ebulição, desencadeando a desestabilização dos complexos de Au-S-Cl com precipitação dos sulfetos magmáticos portadores de Au e a formação das soluções hidrotermais ricas nestes elementos.



*Agradecimentos*

Ao CNPq pelos auxílios de pesquisa e bolsa de mestrado (CNPq: bolsa de mestrado processo nº 137990/2009-0; CNPq Universal nº 471141/2009-7, **CAPES/COFECUB nº 619-08**, PRONEX: 10/0045-6). Ao PPGGEO e IGEO-UFRGS pela infra-estrutura e logística.

## REFERÊNCIAS

- Audétat, A. & Pettke, T. 2006. Evolution of a porphyry-Cu mineralized magma system at Santa Rita, New Mexico (USA). *Journal of Petrology*, 47(10): 2021-2046.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p. 63-114.
- Brügmann, G.E., Arndt, N.T., Hofmann, A.W., Tobschall, H.J. 1987. Noble metal abundances in komatiite suites from Alexo, Ontário, and Gorgona Island, Colômbia. *Geochimica et Cosmoquímica Acta*, 51: 2159-2169.
- Candela, P.A. 1989. Ore deposition associated with magmas. In: Whitney, J.A., Naldrett, A.J. (eds.). *Felsic magmas, volatiles, and metallogenesis*. El Paso, The Economic Geology Publishing Company, p. 223-233.
- Chaffe, M.A. 1982. Advanced in geology of the porphyry copper deposits: Southwestern North America. In: Titley, S.R. (ed.). *A geochemical study of the Kalamazoo porphyry copper deposits*. Tucson, Arizona, The University of Arizona Press, p. 211-226.
- Crocket, J.H. 1979. Platinum-group elements in mafic and ultramafic rocks: a survey. *Canadian Mineralogist*, 17: 391-402.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Granclaude, P. & Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2 diagrama and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29:183-210.
- Gastal, M.C.P., Ferreira, F.J.F., Lafon, J.M., Rolim, S.B.A., Fialho, C.F., Fernandes, G.A. 2002. O sistema vulcano-plutônico de subsidência representado pelo complexo intrusivo Lavras do Sul, RS. In: II SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, Belém – PA, *Anais*, p. 111.
- Gastal M.C.P. & Lafon J.M. 2006. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 2: química mineral, geoquímica e isótopos Pb-Sr-Nd. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(1):125-146.
- Gastal M.C.P., Lafon J.M., Ferreira J.F.F., Magro J.F.U., Remus M.V.D., Sommer C.A. 2006. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 1: geologia, geofísica e geocronologia ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ). *Rev. Bras. de Geoc.*, 36(1):109-124.
- Handley, G.A., Henry, D.D. 1990. Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea. In: Hughes, F.E. (ed.). *Porgera gold deposit*. Parkville, The Australian Institute of Mining and Metallurgy, p. 1717-1724.
- Hartmann, L.A., Nardi, L.V.S., Formoso, M.L.L., Remus, M.V.D., Lima, E.F., Mexias, A. 1999. Magmatism and metallogeny in the crustal evolution of Rio Grande do Sul Shield, Brazil. *Pesquisas*, 26(2): 45-63.
- Hattori, K. H. & Keith, J.D. 2001. Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, USA. *Mineralium Deposita*, 36: 799-806.
- Heithersay, P.S. & Walshe, J.L. 1995. Endeavor 26 North: a porphyry copper-gold deposit in the Late Ordovician shoshonitic Goonumbla volcanic complex, New South Wales, Australia. *Economic Geology*, 90: 1506-1532.
- Kwak, T.A.P. 1990. Geochemical and temperature controls on the ore mineralization at the Emperor gold mine, Vatukoula, Fiji. *Journal of Geochemical Exploration*, 36: 297-337.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A classification of volcanic rocks based on the total álcalis-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.

- Le Maitre, R. W. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 193p.
- Le Maitre, R. W. (editor), A. Streckeisen, B. Zanettin, M.J. Le Bas, B. Bonin, P. Bateman, G. Bellieni, A. Dudek, S. Efremova, J. Keller, J. Lamiere, P.A. Sabine, R. Schmid, H. Sørensen, A.R. Wooley. (2ª ed). 2002. *Igneous Rocks: IUGS Classification and glossary: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, 236p.
- Lima, E.F. 1995. *Petrologia das Rochas Vulcânicas e Hipabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul – ASLS, RS*. Porto Alegre, 338 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Lima, E.F & Nardi, L.V.S. 1998. The Lavras do Sul shoshonitic association: implications for origin and evolution of eoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 11(1): 67-77.
- Lickfold, V. 1999. Textural characteristics of porphyritic intrusions related to Cu-Au mineralisation in the Endeavour 26 North and Endeavour 27 deposits, Goonumbla, NSW, Australia. In: THE AUSTRALASIAN INSTITUTE OF MINING AND METALLURGY PACRIM '99, Bali, *Anais*. p. 255-262.
- Linnen, R.L., Keppler, H. 1997. Columbite solubility in granitic melts: consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the earth's crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128: 213-227.
- Liz, J.D., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Hartmann, L.A., Gonçalves, C.R.H. 2004. Aspectos petrográficos e composicionais do sistema multi-intrusivo da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (RS) e seu potencial para mineralizações de ouro e sulfetos. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4): 539-552.
- Liz, J.D., Lima E.F., Nardi L.V.S, Sommer, C.A., Saldanha, D.L., Pierosan, R. 2009. Petrologia e sucessão estratigráfica das rochas monzoníticas da associação shoshonítica de Lavras do Sul (RS). *Revista Brasileira de Geociências*, 39(2): 244-255.
- Manley, C.H. 1996. In situ formation of welded tuff-like textures in the carapace of a voluminous silicic lava flow, Owyhee County, SW Idaho. *Bull Volcanol*, (57): 672- 686.
- Métrich, N., Mandeville, C.W. 2010. Sulfur in magmas. *Elements*, 6(2): 81-86.
- Mexias, A.S., Gomes, M.E.B., Formoso, M.L.L., Meunier, A. 1994. Considerações sobre a alteração hidrotermal da área Bloco do Butiá (Complexo Granítico Lavras), Lavras do Sul/RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994. Camboriú. *Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG, v1. p. 126-128.
- Mexias, A.S., Berger, G., Gomes, M.E.B., Formoso, M.L.L, Dani, N., Frantz, J.C., Bongioio, E.M. 2005. Geochemical modeling of gold precipitation conditions in the Bloco do Butiá Mine, Lavras do Sul/Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 77(4): 717-728.
- Mexias, A.S., Bongioio, E.M., Gomes, M.E.B., Formoso, M.L.L., Frantz, J.C. 2007. 50 Anos de Geologia: Instituto de Geologia. Contribuições. In: Ianuzzi, R., Frantz, J.C. (eds.). *Alterações hidrotermais e mineralizações nas rochas da Associação Plutono-Vulcano-Sedimentar da região de Lavras do Sul-RS*. Porto Alegre, Ed. Comunicação e Identidade, p. 143-159.
- Miller, C.F., McDowell, S.M., Mapes, E.W. 2003. Hot and cold granites? Implications for zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31(6): 529-532.
- Moyle, A.J., Doyle, B.J., Hoogvliet, H., Ware, A.R. 1990. Geology of the mineral resources of Australia and Papua New Guinea. In: Hughes, H.E. (ed.). *Ladolam gold deposit, Lihir Island*. Parkville, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 1793-1805.

- Müller, D. & Groves, D.I. 1993. Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. *Ore Geology Reviews*, 8: 383-406.
- Müller, D. & Groves, D.I. 1997. *Potassic igneous rocks and associated Gold – Cooper mineralization*. New York, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 240 p.
- Nardi, L.V.S. 1984. *Geochemistry and petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil*. Londres, 268 p. PhD Thesis, London University.
- Nardi, V.S.N. & Lima, E.F. 1985. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 15: 139-146.
- Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 1988. Hidrotermalismo no Complexo Granítico Lavras e vulcânicas associadas, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(3): 369-375.
- Pearce, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.
- Pollard, P.J. 2006. An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide-copper-gold (IOCG) provinces. *Mineralium Deposita*, 41: 179-187.
- Reed, M.H. 1997. Geochemistry of hidrothermal ore deposits. In: Barnes, H.L. (ed.) *Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composicion*. New York, John Wiley & Sons, p. 303-365.
- Remus M.V.D., Mcnaughton N.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R. 1997. Zircon SHRIMP dating and Nd isotope date of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence for an Archaean/Paleoproterozoic basement. In: INTERNACIONAL SYMPOSIUM OF GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION, 2, Salvador, *Extended Abstracts*, p: 271-272.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., Mcnaughton, N.J., Groves, D.I., Reischl, J.L. 2000. Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. *Gondwana Research*, 3(2): 155-174.
- Richards, J.P. 1995. Magmas, fluids, and ore deposits. In: Thompson, J.F.H. (ed.). *Alkalic-type epithermal gold deposits – a review*. Toronto, Mineralogical Association of Canada, p. 367-400.
- Richards, J.P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *The Geological Society of America*, 37(3): 247-250.
- Rock, N.M.S. 1987. Alkaline igneous rocks. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (eds.). *The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions and derivations*. London, Geological Society, p. 191-226.
- ROCK, N.M.S. 1991. LAMPROPHYRES. GLASCOW, BLAKIE, 258P.
- ROCK, N.M.S., GROVES, D.I., RAMSAY, R.R. 1988A. ADVANCES IN UNDERSTANDING PRECAMBRIAN GOLD DEPOSITS VOLUME II. IN: HO, S.E., GROVES, D.I. (EDS.). *LAMPROPHYRES: A GIRL'S BEST FRIEND?*. PERTH, THE UNIVERSITY OF WESTERN AUSTRALIA, P. 295-308.
- ROCK, N.M.S., HALLBERG, J.A., GROVES, D.I., MATHER, P.J. 1988B. ADVANCES IN UNDERSTANDING PRECAMBRIAN GOLD DEPOSITS VOLUME II. IN: HO, S.E., GROVES, D.I. (EDS.). *ARCHEAN LAMPROPHYRES IN THE GOLD-FIELDS OF THE YILGARN BLOCK, WESTERN AUSTRALIA*.

*NEW INDICATIONS OF THEIR WIDESPREAD DISTRIBUTION AND SIGNIFICANCE.* PERTH, THE UNIVERSITY OF WESTERN AUSTRALIA, P. 245-275.

Rock, M.N.S., Taylor, W.R., Perring, C.S. 1990. Gold deposits of the archaean Yilgarn Block, Western Australia: nature, genesis and exploration guides. *In: Ho, S.E., Groves, D.I., Bennett, J.M. (eds.). Lamprophyres – what are lamprophyres?* Perth, Geology Key Centre & University Extension, the University of Western Australia, p. 128-135.

Rigo, D. Mexias, A.S., Gomes, M.E.B, Frantz, C.J. 2010. Rochas lamprofíricas hidrotermalizadas e suas relações com a mineralização ouro-cuprífera no Distrito Aurífero de Lavras do Sul-RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 45, 2010, Belém. Anais, Belém, SBG, v.1.

Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, T.M., Zurcher, L., Stavast, W.J.A, Johnson, D.A., Barton, M.D. 2005. Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology*, volume de 100<sup>th</sup> aniversário, p 251-298.

Setterfield, N.T., Eaton, P.C., Rose, W.J., Sparks, R.S.J. 1991. The Tavua caldera, Fiji: a complex shoshonitic caldera formed by concurrent faulting and downsagging. *Journal of the Geological Society*, 148: 115-127.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Waichel, B.L. 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic, alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78(3): 573-589.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Waichel, B.L. 2005a. The Neoproterozoic Mildly-Alkaline Bimodal Volcanism. *In: Southern Brazil: Geological And Geochemical Aspects. International Geology Review*, 47(10): 1090-1110.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G., Pierosan, R. 2005b. 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.

Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and Isotopic Systematics of oceanic basalts: Implications for Mantle Composition and processes. *In: Saunders A.D. & Norry M.J. (eds.) Magmatism in Ocean Basins.* London, Geol. Soc. London Spec. Pub, 42:313-345.

Taylor, W.R., Rock, N.M.S., Groves, D.I. Perring, C.S., Golding, S.D. 1994. Geochemistry of Archean shoshonitic lamprophyres from the Yilgarn Block, Western Australia: Au abundance and association with gold mineralization. *Applied Geochemistry*, 9: 197-222.

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.

Winchester, J. A. & Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20:325-343.

Witke, N.C. & Herrington, R.J. 2000. Encyclopedia of volcanoes. *In: Sigurdsson, H. (ed.). Mineral deposits associated with volcanism.* San Diego, California, Academic Press, p. 897-912.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Maria de Fátima Bitencourt  
Av. Bento Gonçalves, 9500 - prédio 43126/s.203 - Porto Alegre, 91540-000 - RS  
fone: (51) 3308-6371 fax: (51) 3308-7302 e-mail: fatimab@ufrgs.br

*Ingke Frotta Müller*  
PPGGEO - UFRGS

Porto Alegre, 28 de fevereiro de 2011.

Em nome da Comissão Editorial da revista Pesquisas em Geociências, acuso o recebimento dos artigos abaixo discriminados para submissão ao processo editorial da mesma.

Muller, I.F.; Nardi, L.V.S.; Lima, E.F. & Mexias, A.S. Os diques latíticos portadores de ouro e sulfetos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul - RS: petrogênese e geoquímica.

Atenciosamente,



M.F. Bitencourt  
Editora Adjunta