

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

**ASSOCIAÇÃO SHOSHONÍTICA DE LAVRAS DO SUL  
(RS): PETROLOGIA, GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS-  
TRAÇO EM ZIRCÃO E APLICAÇÃO DE *SLIDING*  
*NORMALIZATION* NA AVALIAÇÃO DE FONTES  
MAGMÁTICAS**

**JOAQUIM DANIEL DE LIZ**

ORIENTADOR – Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima  
CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

**BANCA EXAMINADORA**

Prof. Dr. Maria de Lourdes da Silva Rosa – Instituto de Geociências,  
Universidade Federal da Bahia

Prof. Dr. Romulo Machado - Instituto de Geociências, Universidade de São  
Paulo

Prof. Dr. Vitor Paulo Pereira – Instituto de Geociências, Universidade Federal  
do Rio Grande do Sul

Tese de Doutorado apresentada como  
requisito parcial para a obtenção do  
Título de Doutor em Ciências.

Porto Alegre – 2008

## AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar minha profunda gratidão às várias pessoas que me deram sua ajuda e seu apoio durante o tempo que trabalhei nesta tese. Seria impossível mencionar a todas. Entretanto, estou especialmente grato a:

- Programa de Pós-Graduação em Geociências do IG-UFRGS, na pessoa do seu coordenador Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann, e corpo docente, por sua ótima qualidade de ensino e infra-estrutura.
- Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de doutorado, sem a qual não seria possível a realização desta tese.
- Evandro Fernandes de Lima (Chinês), meu Orientador e amigo, não somente pela orientação no doutorado, mas por ter me ensinado muito sobre geologia, sempre me apoiando e inspirando no decorrer de anos de trabalhos e amizade.
- Lauro A. S. Nardi, meu Co-orientador e amigo, pelas elucidativas e estimulantes discussões sobre geoquímica, e pela inspiração no pensamento científico.
- Carlos Augusto Sommer (Carlão), grande amigo de discussões científicas e teorias de bar, pelo companheirismo, apoio e pela paciência de revisar o texto da tese.
- Dejanira Saldanha (Dedei), pela ajuda na confecção do mapa geológico com técnicas de processamento digital de imagens.
- Juliano Kühle, grande amigo Gravetinho que tem trilhado o mundo Geológico comigo desde o primeiro dia de aula, pelo companheirismo e sempre disposto a me ajudar no que for preciso.
- Paulo Ilídio de Brito, meu Chefe da Brazmin e grande amigo, pelo apoio, compreensão e por ter me ensinado muito sobre Geologia.
- Ronaldo Pierosan, grande amigo Guaporé, sempre disposto a me ajudar e sempre um grande companheiro da sala 102b.
- Bolsistas da sala 102b, principalmente Moisés, Luis (Cabelinho) e Renata pela ajuda na tese.
- esquecidos, desculpem-me, agradeço a vocês pela ajuda que me deram;

- Amigos da velha guarda – Klauss, Christian, Cristiano, Rafael (Rochinha) – pelo apoio e amizade.
- Pai e Mãe que sempre me apoiaram nos momentos mais difíceis e acreditaram em mim, e me ensinaram a encarar a vida com garra e bom humor;
- Meus irmãos: Celso, Sirlei, Luis (Xaxo), Julio, Rosa e Lani pelo apoio e compreensão pela ausência dos últimos anos.
- Meus sobrinhos por sempre acreditarem em mim e por serem as pessoas maravilhosas que são.
- Minha esposa Angela Mascali fonte de inspiração, companheira, além de me agüentar nessa função de tese ainda me ajudou revisando e discutindo a forma da tese.

## RESUMO

A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS) localizada na porção SW do Escudo Sul-Rio-Grandense é constituída por rochas efusivas básicas a intermediárias, depósitos piroclásticos, corpos hipabissais monzoníticos a riolíticos, lamprófiros espessartíticos e rochas monzograníticas a granodioríticas. Neste trabalho são apresentados e discutidos inicialmente os resultados referentes à investigação das rochas monzoníticas aflorantes na porção norte da região de Lavras do Sul. Estas ocorrem como intrusões epizonais (Monzonito Tapera e Monzodiorito Arroio do Jacques) e como corpos subvulcânicos (Monzonitos Hipabissais), cuja distribuição e forma são relacionadas a sistemas de subsidência de caldeiras. Os Monzonitos Hipabissais e os diques relacionados representam, provavelmente, intrusões ressurgentes com orientação NW-SE. Dados geoquímicos indicam que os monzonitos são cogenéticos, pertencem a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS) e foram gerados por cristalização fracionada a partir de magmas menos diferenciados. A idade de  $587 \pm 4$  Ma (SHRIMP U-Pb em zircão) obtida nos Monzonitos Hipabissais representa as manifestações shoshoníticas tardias da área e definem um intervalo de formação da ASLS de pelo menos 17 Ma. Em seguida são discutidos os resultados e interpretações sobre os grãos de zircão do granodiorito, riolito, monzonito, quartzo monzonito e diorito da ASLS. Após estudos petrográficos e mineralógicos estes grãos foram analisados por Laser Ablation - ICP-MS para ETR e elementos traços. Os conteúdos de elementos-traço nos grãos de zircão foram utilizados, juntamente com os conteúdos destes mesmos elementos em rocha total, para cálculo de coeficientes de partição (Kd). Apesar das variações dos conteúdos de ETR e elementos-traço observadas em um mesmo grão, constatou-se que a média dos teores superpõe-se as obtidas por outros autores. O padrão de ETR dos zircões quando normalizados pelo condrito mostra um forte enriquecimento em ETR pesados e uma suave anomalia positiva de Ce. As composições observadas nos zircões das rochas da ASLS refletem a composição magmática shoshonítica, sendo, portanto, úteis em investigações de proveniência. Dados obtidos neste trabalho acrescidos aos de outros autores indicam que a ASLS representa uma série co-genética que evoluiu por cristalização fracionada, com grande variação em  $\text{SiO}_2$ , sendo estas características favoráveis para a aplicação da técnica de *sliding normalization*. Esta técnica possibilita a comparação química entre

termos ácidos, intermediários e básicos e a avaliação de tipos de fontes magmáticas, ambientes tectônicos e processos geradores. No presente trabalho utilizou-se como fator de normalização para associações shoshoníticas pós-colisionais os valores obtidos na ASLS. Foram normalizadas por estes valores cinco associações shoshoníticas: Plúton Tismana na Romênia, as rochas vulcânicas do norte do Platô do Tibet, o Domo Tormes na zona Central Ibérica, as rochas intrusivas shoshoníticas do Pós-colisional Svecofenniano no sul da Finlândia e República da Carélia e o Quartzo-monzonito Baranadag da Turquia. O uso desta técnica permitiu estabelecer a vinculação das fontes geradoras dos magmas dessas associações, identificando-se duas tendências geoquímicas distintas, uma caracterizada pelo enriquecimento em Zr, Nb, TiO<sub>2</sub>, Y e ETR, e outra marcada principalmente pelo aumento dos conteúdos de Rb e K<sub>2</sub>O e pelo decréscimo de Nb. Os aumentos dos conteúdos de Nb expressam razoavelmente a participação de magmas astenosféricos, enquanto que o enriquecimento em K<sub>2</sub>O e Rb indicam assimilação crustal. O diagrama triangular Nb-Rb-K<sub>2</sub>O normalizado pela ASLS é proposto para rochas shoshoníticas pós-colisionais, como uma ferramenta na separação de associações que envolveram assimilação crustal daquelas com a adição de magmas astenosféricos

## ABSTRACT

The Lavras do Sul Shoshonitic Association (LSSA) is situated in the southwestern part of Sul-rio-grandense Shield and is composed of basic to intermediary effusive rocks, pyroclastic deposits, hypabissal monzonitic to rhyolitic bodies, spessartitic lamprophyres and granodioritic to monzogranitic plutons. This study deals with the epizonal intrusions, the Tapera Monzonite and Arroio do Jaques Monzodiorite, and with subvolcanic bodies named Hypabissal Monzonites. The distribution and form of these intrusive rocks are related to a cauldron subsidence system. The Hypabissal Monzonites and related dikes probably represent NW-SE oriented resurgent intrusions. The geochemical interpretation indicates that the monzonites are co-genetic, were generated by fractional crystallization of less differentiated magmas and, belong to the LSSA. An U-Pb age of  $587 \pm 4$  Ma was obtained by SHRIMP in zircons from the Hypabissal Monzonites, that represent the latest magmatic events of the LSSA, which was formed during an interval of at least 17 Ma. The geochemistry of zircons from LSSA was studied based on optical microscopy, MEV determinations for major elements, and trace element determinations by LA-ICP-MS. Zircon/rock partition coefficients for trace elements (REE, HFS and LILE) were compared to available Kd (mineral/melt partition coefficients) data, and in spite of the wide variation of contents, even in grains from the same sample, the average values are close to those referred by several authors. Chondrite normalized REE patterns of the LSSA zircons show HREE enrichment and slight positive Ce anomalies, as usually referred for magmatic zircons. The trace element patterns of zircons reflect the composition of their host rocks, are consistent with their co-genetic character and with their shoshonitic affinity, and can be a useful tool in provenance studies. The geochemical patterns of LSSA were compared to those of the Late Precambrian post-collisional Tismana pluton, the 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield, the monzonitic series from the Variscan Tormes Dome, the post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in northern Tibet, and the Baranadag pluton in Central Anatolia, Turkey. The sliding normalization technique was used in order to control the variations due to differentiation and allowed to compare magmas with different degrees of differentiation in order to evaluate and discuss their potential sources, petrogenetic mechanisms and geotectonic settings. The LSSA composition was used as the pattern for normalization. This procedure led to the identification of two distinct geochemical trends: (i) Zr-Nb-Ti-Y-REE enrichment, and (ii) increasing of Rb-K<sub>2</sub>O with concomitant Nb decrease. The former probably reflect the participation of an asthenospheric component, whilst the second trend is related to crustal assimilation. The Nb-Rb-K<sub>2</sub>O diagram, used for values normalized by this technique, is proposed for

discriminating post-collisional shoshonitic associations with different contributions of asthenospheric and crustal materials.

## ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO

O trabalho foi elaborado e organizado de acordo com a Resolução 002/98 do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - PPGeo-UFRGS. Este formato denominado integração de artigos científicos, impõe, em alguns casos, a repetição de informações, tendo em vista à necessidade de apresentar os objetivos, os métodos, a geologia regional e da área, tanto no corpo principal da tese como nos artigos submetidos. Nestes, as figuras foram renomeadas e a paginação reestruturada de forma a colocar os artigos sequencialmente com o corpo da tese.

O capítulo I inclui a introdução seguida dos objetivos da tese, localização da área de estudo e os métodos empregados no trabalho.

O capítulo II apresenta uma síntese sobre o contexto geológico da área de Lavras do Sul seguido de uma análise integradora da tese, onde são apresentados, de forma condensada, os principais resultados e interpretações obtidas neste trabalho.

O capítulo III contém o artigo “Petrologia e sucessão estratigráfica das rochas monzoníticas da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (RS)”, submetido à revista Brasileira de Geociências.

O capítulo IV apresenta o artigo “Geochemistry of trace elements (Rb, Ba, Sr, U, Th, Nb, Ta, Y, and REE) in zircon from the Lavras do Sul Shoshonitic Association, southernmost Brazil”, submetido à revista The Canadian Mineralogist.

O capítulo V contém o artigo “Avaliação de fontes magmáticas de séries Shoshoníticas pós-colisionais com base na normalização pela Associação Shoshonítica de Lavras do Sul – aplicação de *sliding normalization*”, submetido à revista Brasileira de Geociências.

O capítulo VI reúne as conclusões da tese.

As referências bibliográficas estão organizadas em ordem alfabética no capítulo VII, incluindo as citações do texto da tese e as utilizadas nos artigos submetidos.

As cartas que atestam à submissão dos artigos encontram-se em anexo.



# SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

ORGANIZAÇÃO DA TESE

## **CAPITULO I – INTRODUÇÃO**

1. APRESENTAÇÃO.....	15
2. OBJETIVOS.....	16
3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	16
4. MÉTODOS.....	17

## **CAPITULO II – CONTEXTO GEOLÓGICO E INTEGRAÇÃO DA TESE**

1. CONTEXTO GEOLÓGICO DA ASSOCIAÇÃO SHOSHONÍTICA DE LAVRAS DO SUL.....	21
2. INTEGRAÇÃO DA TESE.....	25

## **CAPITULO III – ARTIGO 1**

1. PETROLOGIA E SUCESSÃO ESTRATIGRÁFICA DAS ROCHAS MONZONÍTICAS DA ASSOCIAÇÃO SHOSHONÍTICA DE LAVRAS DO SUL (RS).....	29
1.1 RESUMO.....	29
1.2 ABSTRACT.....	29
1.3 INTRODUÇÃO.....	30
1.4 PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS.....	31
1.5 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	32
1.6 PETROGRAFIA.....	33
1.7 LITOQUÍMICA DAS UNIDADES MONZONÍTICAS.....	39
1.8 DADOS ISOTÓPICOS.....	47
1.9 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	49
1.10 CONCLUSÕES.....	51
1.11 AGRADECIMENTOS.....	51
1.12 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	51

## **CAPITULO IV – ARTIGO 2**

1. GEOCHEMISTRY OF TRACE ELEMENTS (Rb, Ba, Sr, U, Th, Nb, Ta, Y, AND REE) IN ZIRCON FROM THE LAVRAS DO SUL SHOSHONITIC ASSOCIATION, SOUTHERNMOST BRAZIL.....	55
1.1 ABSTRACT.....	56
1.2 INTRODUÇÃO.....	56
1.2.1 THE LAVRAS DO SUL SHOSHONITIC ASSOCIATION – LSSA.....	57
1.2.2 ANALYTICAL PROCEDURES.....	60
1.2.3 MICROSCOPIC FEATURES.....	61
1.3 TRACE ELEMENTS CONTENTS IN ZIRCON.....	63
1.3.1 REE CONTENTS.....	66
1.4 PARTITION COEFFICIENTS FOR TRACES ELEMENTS IN ZIRCONS FROM LSSA.....	68
1.5 FINAL CONSIDERATIONS.....	71
1.6 ACKNOWLEDGMENTS.....	72
1.7 REFERENCES.....	73
<b>CAPITULO V – ARTIGO 3</b>	
1. AVALIAÇÃO DE FONTES MAGMÁTICAS DE SÉRIES SHOSHONÍTICAS PÓS- COLISIONAIS COM BASE NA NORMALIZAÇÃO PELA ASSOCIAÇÃO SHOSHONÍTICA DE LAVRAS DO SUL – APLICAÇÃO DE <i>SLIDING NORMALIZATION</i> .....	77
1.1 RESUMO.....	77
1.2 ABSTRACT.....	78
1.3 INTRODUÇÃO.....	79
1.4 SÉRIES SHOSHONÍTICAS PÓS-COLISIONAIS.....	80
1.5 GEOLOGIA DA ASSOCIAÇÃO SHOSHONÍTICA DE LAVRAS DO SUL.....	81
1.6 LITOQUÍMICA DA ASLS.....	84
1.7 <i>SLIDING NORMALIZATION</i> APLICADO A ASLS.....	85
1.8 GEOLOGIA DE UNIDADES SHOSHONÍTICAS GERADAS EM PÓS-COLISIONAL.....	89
1.9 COMPARAÇÃO DA ASLS COM OUTRAS UNIDADES DO MUNDO.....	96
1.10 CONCLUSÕES.....	99
1.11 AGRADECIMENTOS.....	101
1.12 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	100
<b>CAPITULO VI – CONCLUSÕES.....</b>	<b>105</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>109</b>
<b>ANEXOS.....</b>	<b>118</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1</b> - Mapa de localização e vias de acesso da área estudada.....	17
<b>Figura 2</b> - Representação dos principais blocos geológicos do Escudo Sul-riograndense.....	24
<b>Figura 3</b> – Mapa geológico da porção norte de Lavras do Sul e representação em imagem Aster.....	37
<b>Figura 4</b> – Diagrama QAP ilustrando as variações composicionais das rochas monzoníticas da ASLS.....	38
<b>Figura 5</b> – Fotomicrografias em luz polarizada das rochas monzoníticas e diques relacionados.....	38
<b>Figura 6</b> - Diagrama TAS - álcalis total <i>versus</i> SiO <sub>2</sub> .....	43
<b>Figura 7</b> – Diagramas de Harker das rochas monzoníticas da ASLS.....	43
<b>Figura 8</b> – Diagramas de variação de elementos-traço <i>versus</i> SiO <sub>2</sub> .....	44
<b>Figura 9</b> - Padrões de ETR das amostras do Monzonito Tapera, Monzodiorito Arroio do Jacques e Monzonitos Hipabissais normalizados pelo padrão condritico C1.....	45
<b>Figura 10</b> - Diagrama do índice de Peacock (CaO/K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O vs. SiO <sub>2</sub> ) modificado por Brown 1982.....	46
<b>Figura 11</b> - Diagrama de elementos traço separando rochas de afinidade shoshonítica de rochas de afinidade alcalina (Liégeois <i>et al.</i> 1998).....	46
<b>Figura 12</b> - Geological map of the Lavras do Sul region in southernmost Brazil, with the localization of the collected grains zircon.....	58
<b>Figura 13</b> - REE contents in samples from LSSA normalized against the C1-chondrite..	59
<b>Figura 14</b> - Zircon grains from the Lavras do Sul Shoshonitic Association - BSE images and EDS spectrum of the apatite inclusion.....	62
<b>Figura 15</b> - Average of trace elements contents in zircon from LSSA normalized against the C1-chondrite.....	65

<b>Figura 16</b> - Average REE contents in zircon from LSSA normalized against the C1-chondrite.....	67
<b>Figura 17</b> - Mineral/rock ratios for trace elements in the LSSA.....	70
<b>Figura 18</b> - Mineral/rock ratios for HFSE (a) and LILE (b) versus SiO <sub>2</sub> (wt.%).....	71
<b>Figura 19</b> - Mapa geológico da porção norte de Lavras do Sul.....	83
<b>Figura 20</b> - Exemplos de regressão polinomial de segunda ordem utilizando alguns elementos químicos das rochas da ASLS.....	86
<b>Figura 21</b> - Diagrama multi-elementos de normalização da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS).....	87
<b>Figura 22</b> - Mapa de localização das rochas shoshoníticas geradas em ambiente Pós-colisional utilizadas neste estudo.....	92
<b>Figura 23</b> - Diagrama multi-elementos das unidades: Domo Tormes, Plúton Tismana, Kunlun, Baranadag e Svecofennian normalizados pela ASLS.....	98
<b>Figura 24</b> - Diagrama triangular Nb-Rb-K <sub>2</sub> O para identificar a contribuição astenosférica <i>versus</i> assimilação crustal nas associações shoshoníticas pós-colisionais estudadas.....	99

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1</b> – Análise química de amostras representativas das rochas monzoníticas da região de Lavras do Sul.....	41
<b>Tabela 2</b> – Sumário dos dados SHRIMP U-Pb obtidos em grãos de zircão extraídos dos Monzonitos Hipabissais.....	48
<b>Tabela 3</b> – Idades geocronológicas das rochas da ASLS.....	49
<b>Tabela 4</b> – Major oxides and traces element concentrations in rocks from LSSA.....	60
<b>Tabela 5</b> – Petrographic characteristics of the LSSA grains of zircon.....	63
<b>Tabela 6</b> – Trace elements contents (ppm) in zircon from Lavras do Sul Shoshonitic Association.....	65
<b>Tabela 7</b> – Partition Coefficients for trace elements from LSSA compared to Kds from Sano et al. (2002), Fujimaki (1986), Thomas et al. (2002), Mahood & Hildreth (1983).....	69
<b>Tabela 8</b> – Análise química das amostras selecionadas da ASLS.....	88
<b>Tabela 9</b> - Coeficientes das curvas polinomiais de segunda ordem da ASLS .....	89
<b>Tabela 10</b> - Análise química das amostras das unidades: Domo Tormes, Plúton Tismana, Kunlun, Baranadag e Svecofennian.....	93

# **CAPÍTULO I - Introdução**

## 1. APRESENTAÇÃO

Diversas associações magmáticas são expostas no sul do Brasil, sendo a maior parte destas geradas durante o Ciclo orogênico Brasileiro/Pan Africano. Este ciclo envolveu a subducção de crosta oceânica entre 800 - 700 Ma, colisão entre continente e arco magmático (ca. 700-500 Ma), a qual determinou a consolidação do supercontinente Pangea (Brito Neves & Cordani 1991). A colisão caracteriza-se pelo desenvolvimento de *thrusts* e metamorfismo de alta pressão (Liegeois 1998) e é seguida de uma fase pós-colisional marcada pela atividade de zonas de cisalhamento e ascensão de isótermas, responsáveis pela geração de um amplo espectro de magmas. Uma evolução semelhante tem sido proposta por Bonin *et al.* (1998), Liégeois (1998) e Cottin *et al.* (1998) para o contexto pós-colisional. De acordo com Bitencourt & Nardi (1993, 2000), o pós-colisional no sul do Brasil caracteriza-se por um intenso magmatismo marcado por grandes movimentos horizontais de blocos ao longo de zonas de transcorrência. No sul do Brasil o início do magmatismo pós-colisional é marcado pela afinidade toleítica ou cálcico-alcalino médio a alto -K (650-620 Ma), seguido por rochas peraluminosas. Estes episódios são sucedidos por um magmatismo de afinidade shoshonítica (610-585 Ma) e alcalino saturado em sílica a peralcalino (595- 560 Ma).

As rochas neoproterozóicas de afinidade shoshonítica do Rio Grande do Sul foram agrupadas por Lima e Nardi (1985) na Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS) e tem sido objeto de estudos por diversos autores (Lima, 1985; Nardi e Lima, 1985; Mexias *et al.*, 1994; Lima, 1995; Lima e Nardi, 1998; Remus *et al.* 2000; Gastal e Lafon, 2001; Gastal *et al.* 2002; Bongioiolo *et al.* 2003, Gastal *et al.* 2004; Janikian 2004, Liz *et al.* 2004; Liz *et al.* 2005; Mexias *et al.* 2005, Gastal & Lafon 2006, Gastal *et al.* 2006, Bongioiolo *et al.* 2007, entre outros).

O presente trabalho aborda inicialmente as rochas monzoníticas da ASLS e visa estabelecer uma organização estratigráfica entre os diferentes tipos identificados na região de Lavras do Sul. No estudo geoquímico de zircões foram separados grãos desta fase em monzonitos, leucodiorito, granito e riolito da ASLS para investigação dos conteúdos de elementos traços e ETR. Os grãos foram estudados por microscopia eletrônica para caracterização de micro-inclusões e os elementos traços e ETR obtidos por LA ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma

Mass Spectrometer). Finalmente, amostras da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul foram selecionadas para a aplicação da técnica de *sliding normalization*, o que permitiu estabelecer comparações com outros grupos de rochas de mesma afinidade geradas em ambiente pós-colisional.

## 2. OBJETIVOS

O presente trabalho tem como um dos objetivos apresentar um quadro estratigráfico que permita identificar as relações entre as rochas monzoníticas aflorantes na porção norte da região de Lavras do Sul, apoiado no levantamento geológico de campo e na datação U/Pb SHIRIMP em zircão de monzonitos.

Outro objetivo foi identificar o padrão geoquímico e os coeficientes de partição de zircão das rochas da ASLS a partir de dados de elementos-traço (U, Ta, Th, Hf, Rb, Sr, Ba, Nb e Y) e de ETR obtidos pela técnica de *laser ablation*.

Finalmente, objetivou-se a construção de um padrão geoquímico da série shoshonítica que minimizasse os efeitos da diferenciação magmática e que permitisse uma avaliação preliminar das diferentes fontes magmáticas relacionadas a esta série em ambiente pós-colisional.

## 3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE 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 (Fig.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.



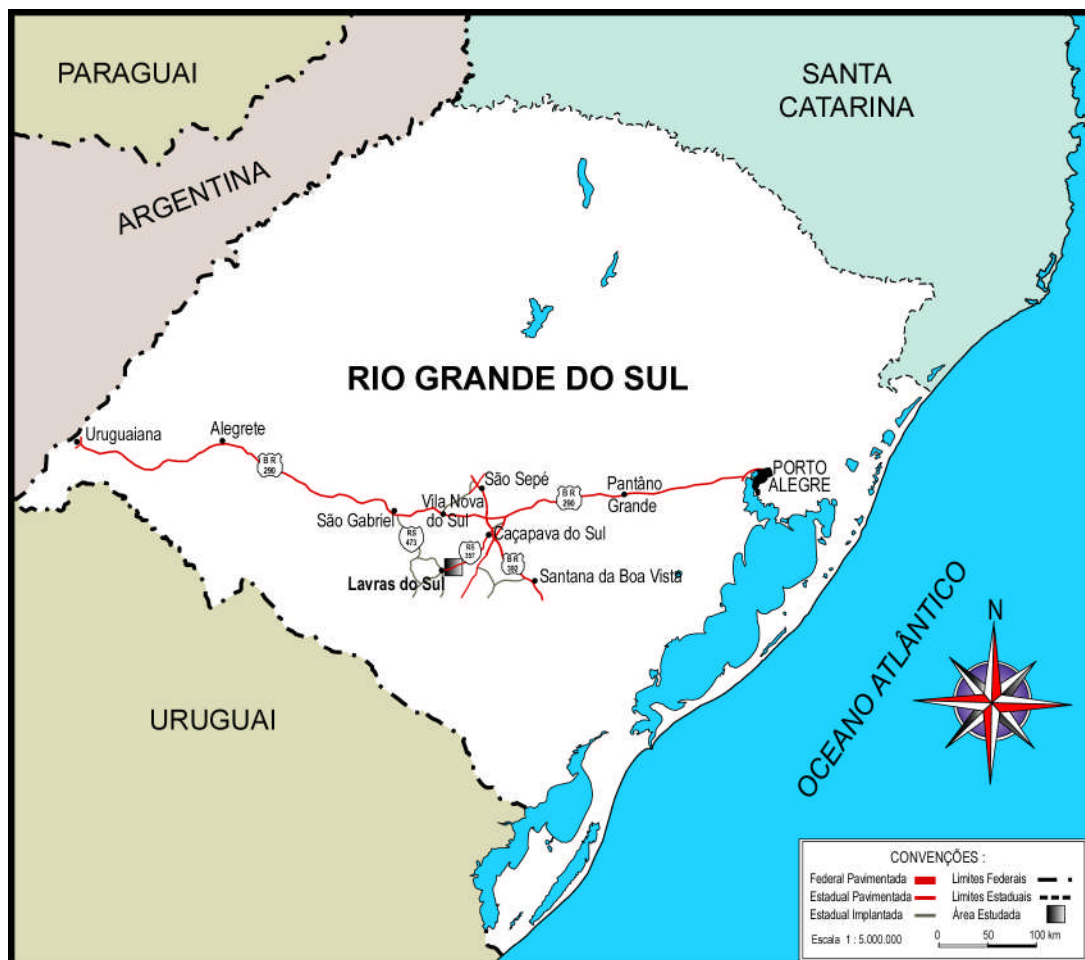


Figura 1 - Mapa de localização e vias de acesso da área estudada.

#### 4. MÉTODOS

O levantamento geológico básico envolveu a compilação bibliográfica e a organização dos dados obtidos em estudos anteriores, bem como o mapeamento da porção norte da ASLS na escala 1:25000. Na construção do mapa foram utilizados dados de campo, imagens ASTER e compilação de mapas anteriores.

Nesta etapa foram analisadas duas imagens orbitais multiespectrais que abrangem a área de estudo. Essas imagens, adquiridas por dois sensores diferentes, possuem distintas resoluções: espectral e espacial que possibilitam diferentes abordagens para a interpretação geológica. A primeira imagem, do sensor ASTER, possui 9 bandas espectrais na região espectral que utiliza a radiação eletromagnética solar refletida pela superfície terrestre. Destas bandas, 3 possuem melhor resolução

espacial com o pixel de dimensões de 15 metros enquanto as outras 5 bandas possuem pixel de 30 metros.

Foram utilizadas as imagens com resolução de 15 metros tendo em vista a necessidade de detalhamento de mapeamento a ser alcançada. A composição colorida 321(RGB) foi analisada buscando-se as características espectrais dos diferentes alvos existentes na cena e analisando-se as possibilidades de discriminação entre as diferentes litologias. A partir desta primeira análise, trabalhou-se com o conjunto dessas bandas 1, 2 e 3N do Aster (respectivamente bandas do verde, vermelho e infravermelho próximo) sendo realizado o procedimento estatístico das Principais Componentes para decorrelacionar as informações contidas nestas bandas. A partir das imagens PC1, PC2 e PC3 associadas às cores RGB foi gerada nova composição colorida o que permitiu a interpretação e a geração do mapa a seguir. Também foram feitas filtragens direcionais em bandas individualizadas buscando realçar a direção das feições lineares existentes na área.

As imagens do sensor TM – Landsat 5 também foram utilizadas com a finalidade de permitir uma visão sinótica da área. As feições regionais lineares são mais bem discriminadas auxiliando o mapeamento de detalhe.

A etapa de laboratório envolveu a petrografia de luz transmitida (cerca de 100 lâminas delgadas) das diferentes litologias. A partir da petrografia foram selecionadas 40 amostras de rocha total com a obtenção de elementos maiores, elementos-traço e ETR.

Para o estudo da química dos zircões foram selecionadas quatro unidades representativas da ASLS, dos quais foram obtidos cerca de 30 grãos de zircão de cada amostra. Estes grãos foram selecionados por técnicas de separação magnética seguida de líquidos densos e depois fixados em pastilhas de resina-epoxy. Os grãos foram descritos em luz transmitida e analisados por microscopia eletrônica de varredura (MEV) - tipo JEOL, JSM 5800, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Os trabalhos analíticos em zircão envolvendo a obtenção de elementos traço (U, Ta, Th, Hf, Rb, Sr, Ba, Nb e Y) e os elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) foram realizados pelo Prof. Dr. Lauro V.S. Nardi (IG-UFRGS), que utilizou um Laser Ablation com ICP-MS da Universidade de Kingston (Inglaterra) sob supervisão da professora Kym Jarvis.

No estudo geocronológico definiu-se uma amostra representativa dos monzonitos hipabissais da qual foram escolhidos cerca de vinte zircões para a datação pelo método U-Pb SHRIMP em zircão.

Nos modelamentos matemáticos foram utilizados os dados de geoquímica de rocha total de 18 amostras, que não apresentavam valores elevados de perda ao fogo nem feições relacionadas a acumulação de cristais. Os padrões de distribuições dos elementos nos diagramas geoquímicos são coerentes com uma evolução envolvendo cristalização fracionada. Para a geração das regressões polinomiais de segunda ordem foi utilizado o *software* ORIGIN 6.0.

## **CAPÍTULO II - Contexto geológico e integração da Tese**

## 1. CONTEXTO GEOLÓGICO DA ASSOCIAÇÃO SHOSHONÍTICA DE LAVRAS DO SUL

O presente trabalho visa contribuir no conhecimento geológico da região de Lavras do Sul – RS, onde ocorrem as principais unidades da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul definida por Nardi e Lima (1985)

Esta região localiza-se na porção centro-sul do Bloco São Gabriel (Fig. 2), sendo o embasamento representado pelo Complexo Cambaí, que é constituído pelos metaultramafitos Cerro da Mantiqueira, por rochas metassedimentares da Sequência Marmeleiro, metagranitóides e gnaisses cálcico-alcálicos. Estratigraficamente este complexo posiciona-se sob os metamorfitos Arroio da Porteira, que são cobertos por rochas arcoseanas anquimetamórficas da Formação Maricá. Sobrejacente a esta última ocorrem depósitos vulcânicos das formações Hilário (rochas shoshoníticas) e Acampamento Velho (rochas alcalinas). Granitóides shoshoníticos e alcalinos, não deformados, constituem os equivalentes plutônicos das últimas formações referidas. Todo este conjunto de rochas é coberto pelas rochas sedimentares da Formação Santa Bárbara.

Em Lavras do Sul foram identificadas e descritas por Robertson (1966) as lavas que atualmente são inseridas na Formação Hilário. Este autor caracterizou estes litotipos como “ *...A thick and widespread sequence of extrusive andesite overlies the Maricá Formation with angular unconformity. It consists mostly of flow and tuff breccias, but includes crystal lithic tuffs, volcanic conglomerate, mud flows, graywacke and dykes and masses of mafic intrusive rock. Units more dacitic in composition occur near the middle and top of the sequence...*”. Esta síntese geológica resume de forma muito clara o que o autor denominou na época de Andesito Hilário.

A ocorrência destes vulcanitos estimulou interpretações de natureza geotectônica, como as de Ribeiro & Fantinel (1978), que promoveram estes depósitos à condição de Formação Hilário, salientando a presença de antigos cones vulcânicos complexos de andesitos orogênicos pertencentes à suíte cálcico-alcálica.

O trabalho de detalhe realizado por Lima (1985) na região de Volta Grande, envolvendo a caracterização geoquímica de lavas intermediárias e tufos de cristal associados, comprovou condições subaéreas e a afinidade shoshonítica do vulcanismo.

A presença de rochas shoshoníticas no Escudo Sul-Rio-Grandense é explicitamente concluída por Nardi (1984), na caracterização da zona central do Complexo Granítico de Lavras. A convergência dos dados geoquímicos da Formação Hilário e do

núcleo deste complexo permitiu a definição e a proposição da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul por Nardi & Lima (1985).

De acordo com o trabalho de Lima (1995), a Formação Hilário da região de Lavras do Sul “... é organizada a partir de derrames básicos na base da pilha vulcânica, bem expostos na área denominada São Domingos, ao longo da estrada para o Rincão dos Saraivas, próximo ao contato com os arenitos da Formação Maricá. Estes vulcanitos possuem um aspecto maciço, uma cor preta a cinza escura, com uma espessura remanescente, definida em afloramento, de até 3 m. As lavas básicas são hemicristalinas e, localizadamente, porfíricas, destacando-se, nestes casos, a presença de fenocristais de olivina, clinopiroxênio e, subordinadamente, plagioclásio, envolvidos por uma matriz originalmente vítrea.” Estes derrames básicos são sucedidos por depósitos de queda que intercalam tufos, lúpili-tufos e brechas vulcânicas, de natureza lítica, com fragmentos angulosos e uma matriz alterada, onde são ainda identificados cristais de plagioclásio.

As rochas vulcânicas intermediárias são volumetricamente dominantes entre os derrames e ocorrem ao longo de toda a sequência da Formação Hilário, alternadas com rochas piroclásticas. Os derrames intermediários são distinguíveis dos termos básicos pela abundância de fenocristais de plagioclásio, que atingem até 2 cm de diâmetro, envolvidos por uma matriz afanítica.

Lima (1995) utilizou o termo depósito, ao invés de derrame, na caracterização das rochas intermediárias, com o objetivo de caracterizar o domínio do regime efusivo, manifestado possivelmente por sucessivas descargas de lavas intermediárias, que são sucedidas por um ou mais eventos explosivos expressivos.

Os corpos intrusivos contemporâneos aos vulcanitos da base ocorrem na porção norte da área e são representados pelo Monzodiorito Arroio do Jacques ( $599 \pm 7$  Ma) e pelo Monzonito Tapera ( $601 \pm 5$  Ma). 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.

O Complexo Granítico de Lavras do Sul, de acordo com Nardi (1984), é caracterizado por um núcleo monzogranítico a granodiorítico, de afinidade shoshonítica, envolvido por sienogranitos e pertita granitos posteriores, de afinidade alcalina. Estas duas

fácies são separadas por rochas graníticas de características transicionais, tanto do ponto de vista químico como petrográfico. Estudos realizados em enclaves máficos do granodiorito do núcleo sugerem a presença de magmas alcalinos concomitante com os granitos do núcleo (Nardi & Lima 2000).

Gastal *et al.* (2006), com base em novos dados geocronológicos e reinterpretados de Remus *et al.* (2000), sugerem que o Monzonito Tapera, o Monzodiorito Arroio do Jacques e os granitos do núcleo são cronocorrelatos ( $\approx$  600 Ma), enquanto que o pertita granito cristalizou em torno de 586 Ma. Estas unidades intrusivas foram reunidas por estes autores no Complexo Intrusivo de Lavras do Sul (CILS).

Os eventos magmáticos finais, relacionados ao magmatismo shoshonítico de Lavras do Sul são representados por monzonitos e quartzo-monzonitos na forma de intrusões ressurgentes tipo *finger* com direção, predominante, NW-SE que seccionam o Monzonito Tapera, o Monzodiorito Arroio do Jacques, os shoshonitos e a borda nordeste do Complexo Granítico de Lavras. Temporalmente vinculados aos monzonitos 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.

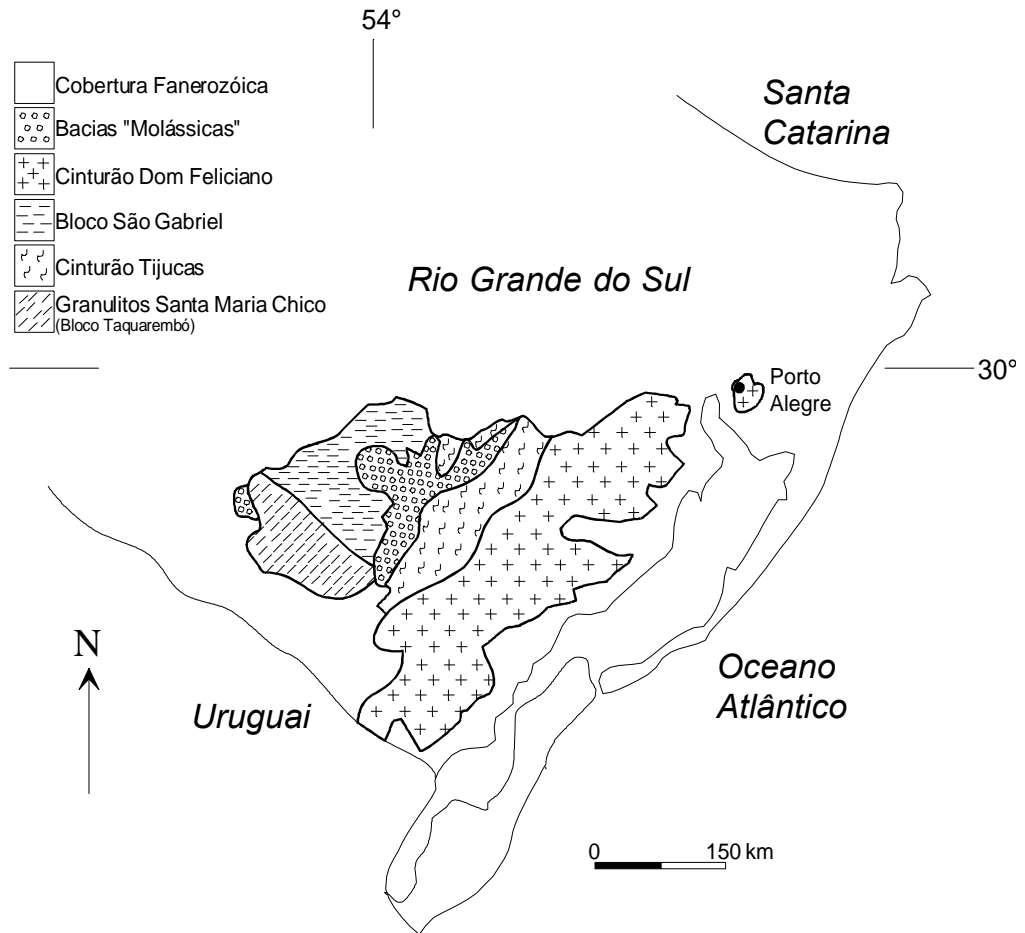


Figura 2 - Representação dos principais blocos geológicos do Escudo Sul-rio-grandense. Modificado de Chemale Jr. *et al.* (1995).



## 2. INTEGRAÇÃO DA TESE

A tese de doutorado foi organizada na forma de artigos científicos, iniciando-se com a discussão dos dados sobre as rochas monzoníticas da ASLS, importante para definir-se um padrão de normalização para rochas da série shoshonítica e finalizando com um estudo de elementos traços e ETR em zircões de algumas unidades da ASLS.

O primeiro artigo (capítulo III) discute a petrologia e a sucessão estratigráfica das rochas monzoníticas da porção norte da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul. Neste artigo, são apresentados e avaliados os dados de campo da porção norte da área de Lavras do Sul referentes aos monzonitos plutônicos e hipabissais. São discutidos também os dados de litoquímicos, de geoquímica isotópica e de química mineral, com o intuito de contribuir com a ordenação dos eventos geológicos da área. Para o estudo geocronológico foi selecionada uma amostra representativa do monzonito hipabissal, da qual foram obtidos vinte grãos de zircão, a partir de técnicas de separação magnética seguida de líquidos densos. As análises foram realizadas na Universidade de Curtin (Oeste da Austrália), através do método de datação U-Pb SHRIMP. Pode-se concluir neste artigo que as rochas monzoníticas da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul ocorrem como corpos com características plutônicas (Monzonito Tapera e Monzodiorito Arroio do Jacques) e hipabissais (Monzonitos Hipabissais). Os dados de litoquímica permitiram estabelecer a cogeneticidade do Monzonito Tapera, do Monzodiorito Arroio do Jacques e dos Monzonitos Hipabissais. Os diagramas de correlação da SiO<sub>2</sub> versus elementos maiores, sugerem a preservação de *trends* magmáticos gerados por processos de cristalização fracionada, o que permitiu a utilização de parte destes dados no modelamento matemático da ASLS (capítulo V).

A idade obtida nos Monzonitos Hipabissais ( $587 \pm 4$  Ma) permitiu sugerir que estes litotipos representam as últimas manifestações shoshoníticas da área e definem, considerando a idade de 603 Ma para as primeiras manifestações do CILS (Gastal et al. 2006), um intervalo de formação da ASLS de pelo menos 17 Ma. Neste contexto, os Monzonitos Hipabissais aflorantes na porção nordeste da área foram interpretados como intrusivas ressurgentes, portanto tardias na história evolutiva da área. Estes corpos podem ter sido temporalmente acompanhados por efusivas intermediárias de mesma afinidade geoquímica e pelo magmatismo alcalino sódico representado pelo pertita granito, conforme sugere os dados geocronológicos de

Jenikian (2004) e as re-interpretações de Gastal *et al.* (2006). Estas manifestações finais marcadas pelo magmatismo concomitante shoshonítico e alcalino devem ter causado um importante incremento no gradiente geotermal da área, sendo este responsável pela geração do hidrotermalismo associado às mineralizações de Au-Cu encontradas na região de Lavras do Sul. Esta hipótese é coerente com os dados geocronológicos obtidos por Bongioiolo *et al.* (2003) em granitos hidrotermalizados e abre a possibilidade de ocorrerem mineralizações de Au-Cu na porção nordeste da área de Lavras do Sul vinculadas ao hidrotermalismo das rochas vulcânicas.

O segundo artigo (capítulo IV) trata da investigação dos conteúdos de elementos-traço e ETR em grãos de zircão da ASLS. Os grãos estudados foram obtidos dos seguintes litotipos: granodiorito (núcleo do Complexo Granítico de Lavras), quartzo monzonito hipabissal, dique riolítico, monzonito e leucodiorito, sendo estes dois últimos pertencentes ao Monzonito Tapera. Os grãos foram estudados por microscopia eletrônica para caracterização de micro-inclusões e os elementos-traço e ETR obtidos por LA ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) nos laboratórios da Kingston University (Inglaterra). Os dados foram utilizados para obtenção de coeficientes de partição (Kd) de rochas shoshoníticas e para definir um padrão geoquímico de elementos-traço e ETR em zircões desta série.

As concentrações de elementos traços e ETR nos grãos de zircão da ASLS são coerentes com coeficientes de partição relatados na bibliografia e refletem a composição dos magmas. Os dados quando normalizados pelo condrito mostram um padrão diferente dos grãos de zircão de granitóides peraluminosos. Os grãos de zircão da ASLS são mais enriquecidos em Ba, Sr e Rb quando comparado com zircões de outras séries magmáticas, sendo esta característica importante em estudos de proveniência.

No terceiro artigo (capítulo V) reuniram-se dados geoquímicos de toda a ASLS para aplicar a técnica de *sliding normalization* (Liégeois *et al.* 1998). Esta técnica foi aplicada nas amostras da ASLS, tendo-se em conta que essa representa uma série cogenética, que tem como característica uma evolução dominada por cristalização fracionada com grande variação de SiO<sub>2</sub>. As amostras selecionadas da ASLS possuem uma variação de 51,2% a 72,05% de SiO<sub>2</sub>. Um diagrama de multi-elementos normalizados pela ASLS foi construído com o intuito de comparar a ASLS com outras associações shoshoníticas de ambiente pós-colisional. A utilização deste diagrama possibilitou a obtenção de uma gama de informações sobre as rochas, partindo da

simples comparação entre os teores dos elementos químicos até a avaliação de tipos de fontes magmáticas, ambientes tectônicos e processos geradores.

Foram escolhidas cinco unidades shoshoníticas geradas em ambiente pós-colisional para serem normalizadas pelos dados de *sliding normalization* da ASLS, sendo elas: o Plúton Tismana da Romênia, as rochas vulcânicas do norte do Platô do Tibet, o Domo Tormes da zona Central Ibérica (Espanha/Portugal), as rochas intrusivas shoshoníticas do Pós-colisional Svecofenniano no sul da Finlândia e República da Carélia (Federação da Rússia) e o Quartzo-monzonito Baranadag da Turquia.

Os padrões geoquímicos das associações shoshoníticas estudadas possuem duas tendências geoquímicas distintas. Uma caracterizada pelo enriquecimento em Zr, Nb,  $TiO_2$ , Y e ETR, diferente da outra, que é marcada pelo aumento dos conteúdos de Rb e  $K_2O$ , com razões  $K_2O/Na_2O$  mais elevadas e uma maior variabilidade ou redução nos teores de Sr,  $Fe_2O_3^T$  e  $Na_2O$ . Estes padrões geoquímicos são interpretados como decorrentes de uma litosfera modificada por subducção com contribuição de magmas astenosféricos ou com assimilação de materiais crustais respectivamente. Constatou-se que os aumentos dos conteúdos de Nb expressam razoavelmente a participação de magmas astenosféricos, enquanto que o enriquecimento em  $K_2O$  e Rb indica assimilação crustal. Construiu-se um diagrama triangular Nb-Rb- $K_2O$  para ilustrar a distribuição das diferentes associações shoshoníticas em relação à ASLS. Este diagrama separou o Plúton Tismana, Kunlun e intrusivas do Pós-colisional Svecofenniano, cuja origem envolveu contribuição astenosférica, das amostras que apresentam contribuição crustal, representadas pelo Domo Tormes e Quartzo monzonito Baranadag.

## **CAPÍTULO III – Artigo 1**

# 1. PETROLOGIA E SUCESSÃO ESTRATIGRÁFICA DAS ROCHAS MONZONÍTICAS DA ASSOCIAÇÃO SHOSHONÍTICA DE LAVRAS DO SUL (RS)

Joaquim Daniel de Liz<sup>1</sup>, Evandro Fernandes de Lima<sup>1</sup>, Lauro Valentim Stoll Nardi<sup>1</sup>,  
Carlos Augusto Sommer<sup>1</sup>, Dejanira Luderitz Saldanha<sup>1</sup>, Ronaldo Pierosan<sup>1</sup>

<sup>1</sup>. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande  
do Sul – UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500 - Campus do  
Vale, 91501-970, Porto Alegre, RS  
e-mail: jdanielliz@yahoo.com.br

**1.1 Resumo** – São discutidos os aspectos de campo, geoquímica de elementos maiores, traços e isótopos das rochas monzoníticas da região de Lavras do Sul, extremo sul do Brasil. Estas ocorrem como intrusões epizonais (Monzonito Tapera e Monzodiorito Arroio do Jacques) e como corpos subvulcânicos (Monzonitos Hipabissais), cuja distribuição e forma são relacionadas a sistemas de subsidência de caldeiras. Os Monzonitos Hipabissais e os diques relacionados são intrusões ressurgentes com orientação NW-SE. As fases minerais máficas destas rochas são constituídas por magnésio hornblenda, augita-diopsídio e biotita. Dados geoquímicos indicam que os monzonitos são cogenéticos e pertencem a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS) e foram gerados por cristalização fracionada a partir de magmas menos diferenciados. A idade obtida de  $587 \pm 4$  Ma (SHRIMP U-Pb em zircão) obtida nos Monzonitos Hipabissais representa as manifestações shoshoníticas tardias da área e definem um intervalo de formação da ASLS de pelo menos 17 Ma.

Palavras-chave: shoshonitos; geocronologia; monzonitos.

**1.2 Abstract** – *GEOLOGY AND PETROLOGY OF THE MONZONITIC ROCKS OF THE LAVRAS DO SUL SHOSHONITIC ASSOCIATION (LSSA)*. The monzonitic plutonic and hypabissal rocks from the Lavras do Sul region, southernmost Brazil, are

discussed in this paper, mainly with basis on field relationship, and major, trace-element and isotope geochemistry of rocks. The monzonitic rocks of Lavras do Sul Shoshonitic Association (LSSA) occur as epizonal intrusions (Tapera Monzonite and Arroio do Jacques Monzodiorite) and hypabissal bodies, whose distribution and form are related to caldera subsidence. Hypabissal Monzonites and coeval dikes are resurgent intrusions with NW-SE orientation. Their mafic phases are magnesium hornblende, augite-diopside and biotite. Geochemical data suggest that the monzonitic rocks are cogenetic and belong to the LSSA and, were derived from less differentiated magmas through fractional crystallization. The obtained age ( $587 \pm 4$  Ma by U-Pb in zircon, SHRIMP) for the Hipabissal Monzonites, which is related to the late stages of shoshonitic magmatism in this area, define a range of at least 17 Ma for this magmatism.

Keywords: shoshonites; geochronology; monzonites

### 1.3 INTRODUÇÃO

O termo “monzonito” foi criado por Lapparent (1864) para designar as rochas do Complexo Monzoni no Tyrol, originalmente denominadas de “monzosienitos” por Von Buch (1824). Segundo Lapparent esta denominação teria um caráter geológico genérico descritivo sem a pretensão de ser aplicada como uma classificação petrográfica. Brögger (1895) foi o primeiro a utilizar o termo monzonito para classificar rochas ígneas plutônicas, feldspáticas, com proporções semelhantes entre ortoclásio e plagioclásio, independentemente da concentração de quartzo modal.

A definição de monzonito permanece controversa, sendo mantida em alguns países (p.ex. Estados Unidos) a definição de Brögger (1895) e em outros como equivalentes de sienodiorito e ferrodiorito (p.ex. Complexo Marsco na Escócia conforme Wager & Vincent 1962). Constata-se também que o termo monzonito é utilizado em alguns casos para associações minerais em desequilíbrio, correspondendo a líquidos traquíticos com razões Ab/Or normativo em torno de 1, que foram rapidamente cristalizados (Stabel *et al.* 2001). Estes, em geral, ocorrem associados aos sienitos e sua gênese pode ser explicada com base nos trabalhos experimentais de Nekvasil (1992).

O termo monzonito, bem como outras denominações utilizadas no presente trabalho, segue as especificações e recomendações da IUGS descritas em Le Maitre (2002).

A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (Nardi & Lima 1985), situada na região de Lavras do Sul (extremo sul do Brasil), tem idade neoproterozóica e apresenta características de um magmatismo pós-colisional (Lima & Nardi 1998), relacionando-se aos estágios finais da Orogenia Brasileira.

As rochas monzoníticas são constituintes importantes da ASLS e ocorrem, preferencialmente, em uma estrutura semicircular na porção norte da área e como intrusões ressurgentes rasas na fácies efusiva, sendo estas rochas vinculadas a uma estruturação de colapso de caldeira. Esta hipótese, inicialmente sugerida por Lima (1995), foi apresentada e discutida por Gastal *et al.* (2006) a partir de dados geofísicos.

Conforme Liz *et al.* (2004) as rochas monzoníticas apresentam características estruturais e texturais que sugerem uma gênese a partir de um sistema multi-intrusivo estabelecido provavelmente em um ambiente do tipo caldeira.

O presente artigo visa à investigação dos termos monzoníticos plutônicos e hipabissais da porção norte da área de Lavras do Sul, com base em relações de campo, litogeoquímica, geoquímica isotópica e de química mineral, com o intuito de contribuir com a ordenação dos eventos geológicos da área.

#### **1.4 PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS**

Na construção do mapa geológico foram utilizados dados de campo aliados a interpretação de imagens do sensor Aster com resolução espacial de 15 e 30 m.

Os estudos litoquímicos fundamentaram-se nas análises químicas de vinte amostras representativas dos diferentes litotipos. Os elementos maiores e traços foram analisados no *Activation Laboratories Ltd.*, Ontario, Canada, utilizando a técnica de ICP (*Inductively Coupled Plasma*) para os elementos maiores e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Microspectrometry*) para os elementos traço e terras raras.

Nos estudos de química mineral foram investigados os minerais silicatados dos monzonitos e quartzo Monzonitos Hipabissais. Estes minerais foram analisados por microsonda eletrônica no Laboratório de Microsonda Eletrônica do CPGq-IG-UFRGS, utilizando o equipamento marca CAMECA, modelo SX-50 sob as seguintes condições experimentais: para os minerais silicatados utilizou-se um potencial

de aceleração 15 kV, corrente de 10 nA e diâmetro do feixe de elétrons de 5  $\mu\text{m}$ , com tempo de integração de contagens 8 ou 10 s e correção ZAF.

Para o estudo geocronológico foi selecionada uma amostra representativa do monzonito hipabissal, da qual foram obtidos vinte grãos de zircão, a partir de técnicas de separação magnética seguida de líquidos densos. As análises foram realizadas na Universidade de Curtin (Oeste da Austrália), com base no método de datação U-Pb SHRIMP segundo os procedimentos de Compston *et al.* (1984) e Smith *et al.* (1998).

## 1.5 CONTEXTO GEOLÓGICO

A região de Lavras do Sul localiza-se na porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense e é caracterizada, na área estudada, por um embasamento constituído de metagranitóides (Complexo Cambai) e xistos (Metamorfitos Arroio da Porteira) relacionados ao Ciclo Brasileiro, que são parcialmente cobertos por rochas sedimentares da Formação Maricá. Este conjunto foi sobreposto e intrudido por rochas básicas a ácidas da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul - ASLS (Nardi & Lima 1985). Granitos e vulcanitos ácidos e básicos, de afinidade alcalina sódica saturada em sílica (Formação Acampamento Velho), e rochas sedimentares da Formação Santa Bárbara sucedem esta associação (Fig. 3).

A ASLS tem idade neoproterozóica (Nardi & Lima 1985) e apresenta características de um magmatismo pós-colisional relacionando-se aos estágios finais da Orogenia Brasileira. A ASLS possui na base traquibasaltos potássicos, sucedidos por quatro ciclos efusivos shoshoníticos, além de depósitos piroclásticos correlatos (Lima 1995). Os corpos intrusivos contemporâneos aos vulcanitos da base foram datados por Gastal & Lafon 2001 e são representados pelo Monzodiorito Arroio do Jacques ( $599 \pm 7$  Ma) e pelo Monzonito Tapera ( $601 \pm 5$  Ma). 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 zanação normal e formato de meia-lua e é caracterizado por dioritos e leucodioritos que evoluem, em direção ao sul, para monzodioritos e monzonitos. São temporalmente anteriores aos granitos do núcleo (granodiorito a



monzogranito) e ao pertita granito que apresentam idades de  $594 \pm 5$  Ma (Remus *et al.* 2000). Gastal *et al.* (2006), com base em novos dados geocronológicos e reinterpretados de Remus *et al.* (2000), sugerem que o Monzonito Tapera, o Monzodiorito Arroio do Jacques e os granitos do núcleo são cronocorrelatos ( $\approx 600$  Ma), enquanto que o pertita granito cristalizou em torno de 586 Ma. Estas unidades intrusivas foram reunidas por estes autores no Complexo Intrusivo de Lavras do Sul (CILS).

No presente trabalho identificou-se uma nova unidade denominada informalmente de 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 semicircular. Esta morfologia é comum em terrenos vulcânicos associados ao colapso de caldeiras, sendo esta hipótese coerente com sugestões anteriores (Lima 1995, Gastal *et al.* 2006 e Gastal & Lafon 2006). Estes litotipos representam intrusões ressurgentes tipo *finger* com direção, predominante, NW-SE que seccionam o Monzonito Tapera, o Monzodiorito Arroio do Jacques, os shoshonitos e a borda nordeste do Complexo Granítico de Lavras, conforme a definição de Nardi (1984).

Temporalmente vinculados aos Monzonitos Hipabissais ocorrem os diques riolítico 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.

## 1.6 PETROGRAFIA

Os dados de campo permitem individualizar as seguintes unidades: Monzonito Tapera, Monzodiorito Arroio do Jacques, Monzonitos Hipabissais e diques intermediários. Dados de química mineral (Lima 1995, Liz *et al.* 2004 e de Gastal 2004) acompanham a síntese petrográfica da unidade hipabissal e dos diques relacionados. Os dados petrográficos das rochas monzoníticas foram representados no sistema de classificação QAPF (Fig. 4).

O **Monzonito Tapera** pode ser dividido com base no QAP em três composições: diorítica, monzodiorítica e monzonítica. Os dioritos ocupam a porção mais externa do corpo e são constituídos por plagioclásio, acompanhados por augita, hornblenda, biotita e opacos com textura equigranular média a fina (Fig. 5a). Esta

porção evolui internamente para leucodiorito (Fig. 5b), que forma pequenas faixas decamétricas com textura equigranular grossa a média, sendo predominantemente um *adcumulado*, com zonas ortocumuláticas próximas as porções porfiríticas. Nas zonas ortocumuláticas a rocha é formada por *cumulus* de plagioclásio (70%-80%) e clinopiroxênio parcialmente transformado para hornblenda e biotita. O *intercumulus* é composto por feldspato alcalino, quartzo, com acessórios caracterizados por apatita, opacos, alanita e titanita. Nas porções *adcumuladas* os *cumulus* são formados por grãos de plagioclásio (50%-60%), oticamente definido como oligoclásio e andesina, feldspato alcalino perítico, augita, hornblenda e biotita, com o *intercumulus* representado por feldspato alcalino, quartzo e zircão, apatita, opacos, alanita e titanita como minerais acessórios. O aumento da quantidade de feldspato alcalino com a evolução magmática gera composição monzodiorítica (Fig. 5c), que mantém as características texturais. A evolução do corpo culmina com a ocorrência de monzonitos (Fig. 5d), mantendo a textura equigranular grossa a média e a característica *adcumulada*, ocorrendo ainda porções porfiríticas localizadas. Nos termos equigranulares a associação mineral *cumulus* compreende plagioclásio e feldspato alcalino perítico acompanhado de augita, hornblenda e biotita, com o *intercumulus* representado por feldspato alcalino, quartzo e os acessórios: zircão, apatita, opacos, alanita e titanita. Nas porções porfiríticas ocorrem megacristais de feldspato alcalino envolvidos por uma matriz grossa a média (8 mm a 3 mm) composta por fenocristais de plagioclásio, feldspato alcalino, clinopiroxênio, hornblenda e biotita, sendo os acessórios: zircão, apatita, opacos, alanita e titanita.

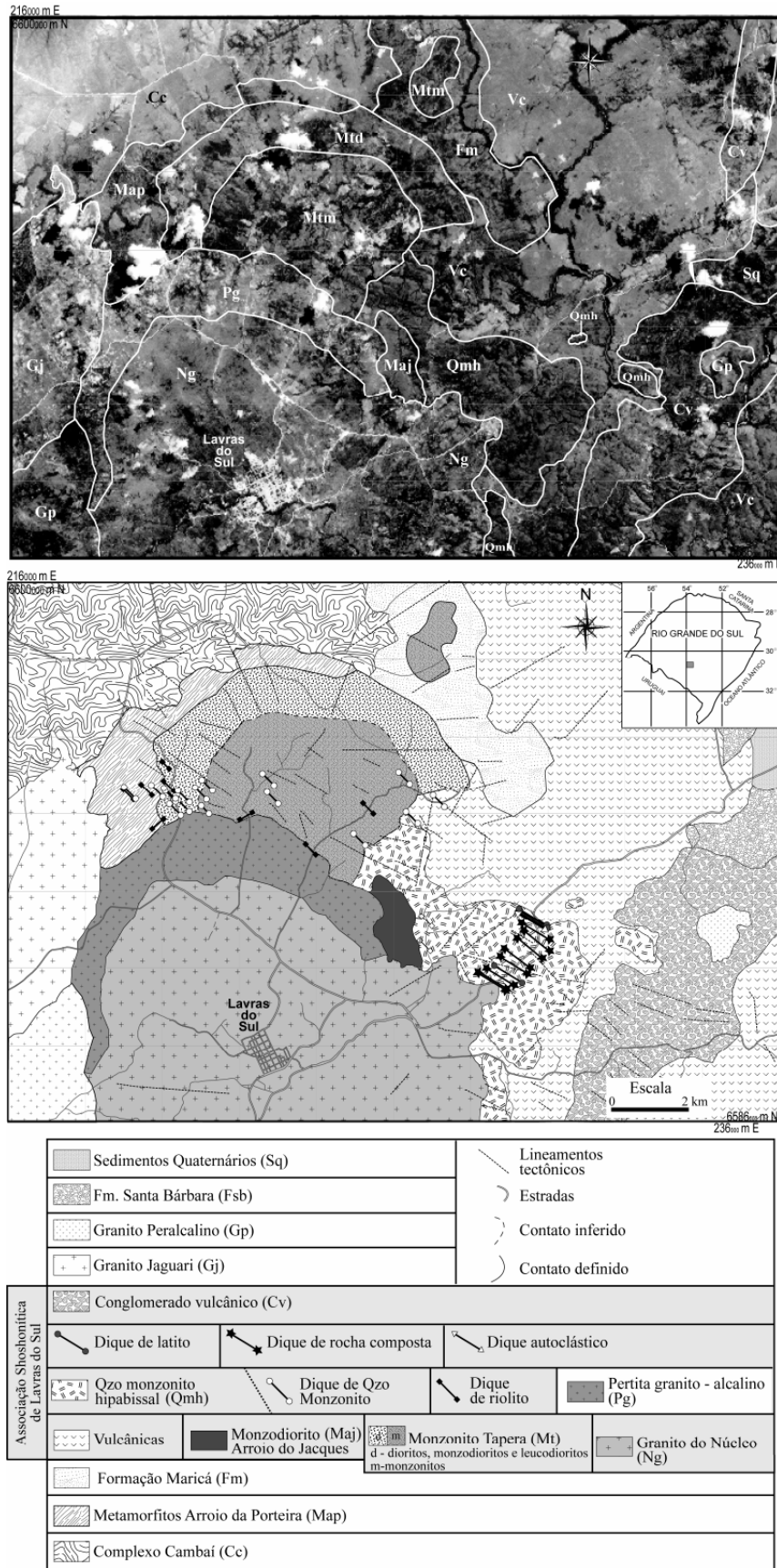
O **Monzodiorito Arroio do Jacques** é caracterizado por rochas com textura, predominantemente, equigranular média a fina (Fig. 5e). Esta unidade é constituída, segundo Gastal *et al.* (2004), por monzodioritos e quartzo monzodioritos e, subordinadamente, por ortopiroxênio dioritos que evoluem até monzonitos. Os minerais essenciais são plagioclásio (oligoclásio e andesina) e feldspato alcalino perítico, este último com conteúdos subordinados. A associação mineral máfica compreende hiperstênio, augita, hornblenda e biotita, e como acessórios ocorrem zircão, ilmenita e apatita.

Os **Monzonitos Hipabissais** são porfiríticos e, subordinadamente, equigranulares (Fig. 5f). Possuem um índice feldspático em torno de 40 e predomina a composição quartzo monzonítica. As rochas com textura porfirítica são compostas por megacristais de feldspato alcalino perítico, com dimensões de 1 a 5 cm e fenocristais subédricos a euédricos de plagioclásio e hornblenda, com dimensões da ordem de 0,7 cm,

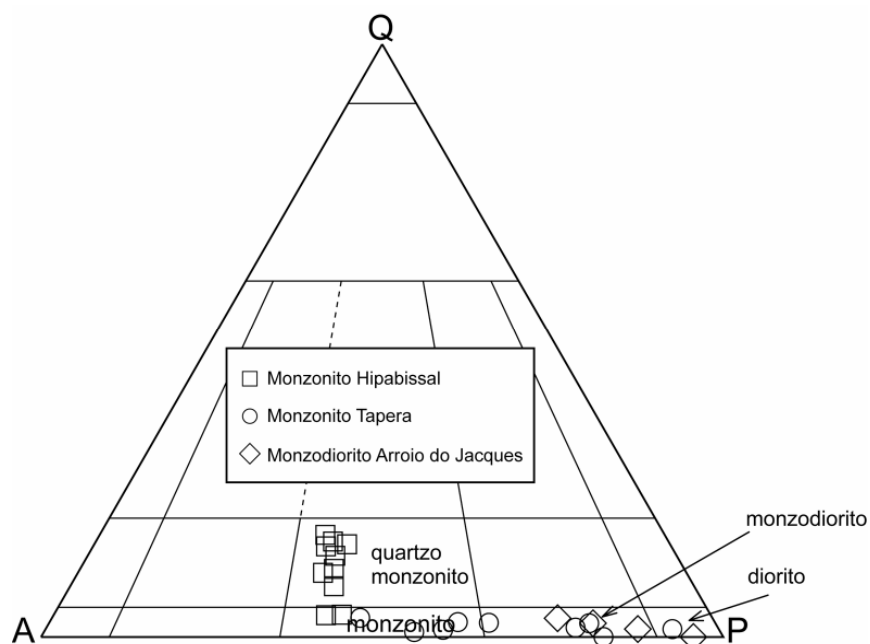
que são envolvidos por uma matriz equigranular média a fina (2 mm a < 1 mm) com K-feldspato, plagioclásio, quartzo, hornblenda, augita, biotita e minerais acessórios. O feldspato alcalino, tanto os megacristais como os constituintes da matriz de acordo com Lima (1995), possui composição variando entre sanidina a albita potássica. Em geral, ocorre com hábito tabular arredondado, observando-se em alguns casos textura *rapakivi*, onde esta fase é anelada por plagioclásio com An<sub>15</sub>. A presença de inclusões de plagioclásio e anfibólio no feldspato alcalino sugere uma cristalização mais tardia desta fase. O plagioclásio varia de oligoclásio a andesina, sendo comuns teores de Or de 5% a 7% na andesina e de até 3% no oligoclásio. Dados de química mineral discutidos por Lima (1995) permitem classificar os minerais máficos como augita (Wo<sub>45-46</sub>En<sub>32-33</sub>Fs<sub>22-23</sub>), magnésio-hornblenda e biotita. Segundo este autor a substituição edenítica é comum no anfibólio e está relacionada com a evolução magmática do sistema. Os conteúdos de Al<sub>total</sub> versus Mg da biotita coincidem com os de granitóides subalcalinos metaluminosos (Nachit *et al.* 1985). As razões de FeO/(FeO + MgO) do anfibólio e da biotita variam de 0,53 a 0,60 e de 0,59 a 0,70, semelhantes aos valores obtidos na biotita dos granitóides do núcleo do Complexo Granítico de Lavras do Sul. A associação mineral acessória é constituída por prismas de apatita, zircão com hábito arredondado, titanita subédrica e grãos de titanomagnetita com lamelas de exsolução de ilmenita.

Os **diques intermediários** definidos por Liz *et al.* (2004) compreendem três tipos principais: latíticos (5g), rocha composta (5h) e rocha autoclástica (5i). Os diques latíticos ocorrem com direção NW-SE e possuem espessuras que variam de 3 a 60 m em afloramento. Estas intrusões são sincrônicas a posteriores em relação aos corpos monzoníticos. Os diques latíticos apresentam contatos lobados com os monzonitos, sugerindo um posicionamento antes do final da cristalização da rocha hospedeira, enquanto que os diques posteriores possuem contatos retos com os monzonitos e lobados com a rocha composta. Lima (1995) coloca como uma característica marcante destas rochas é a presença de fenocristais de plagioclásio (An<sub>40-42</sub>) e augita (Wo<sub>43-44</sub>En<sub>39</sub>Fs<sub>18</sub>), envolvidos por uma matriz hemicristalina rica em micrólitos e cristálitos de feldspatos. Os minerais acessórios são magnetita e apatita, que, em alguns casos, ocorrem como microfenocristais subédricos a euédricos. Os diques de rocha composta representam composições heterogêneas latíticas e traquíticas, de acordo com o diagrama TAS (Liz *et al.* 2004). Este litotipo ocorre como diques, com espessuras da ordem de 5 a 60 m, que cortam os monzonitos segundo direção NW-SE. Possui uma textura afanítica, sendo as porções latíticas cinza-esverdeadas entremeadas

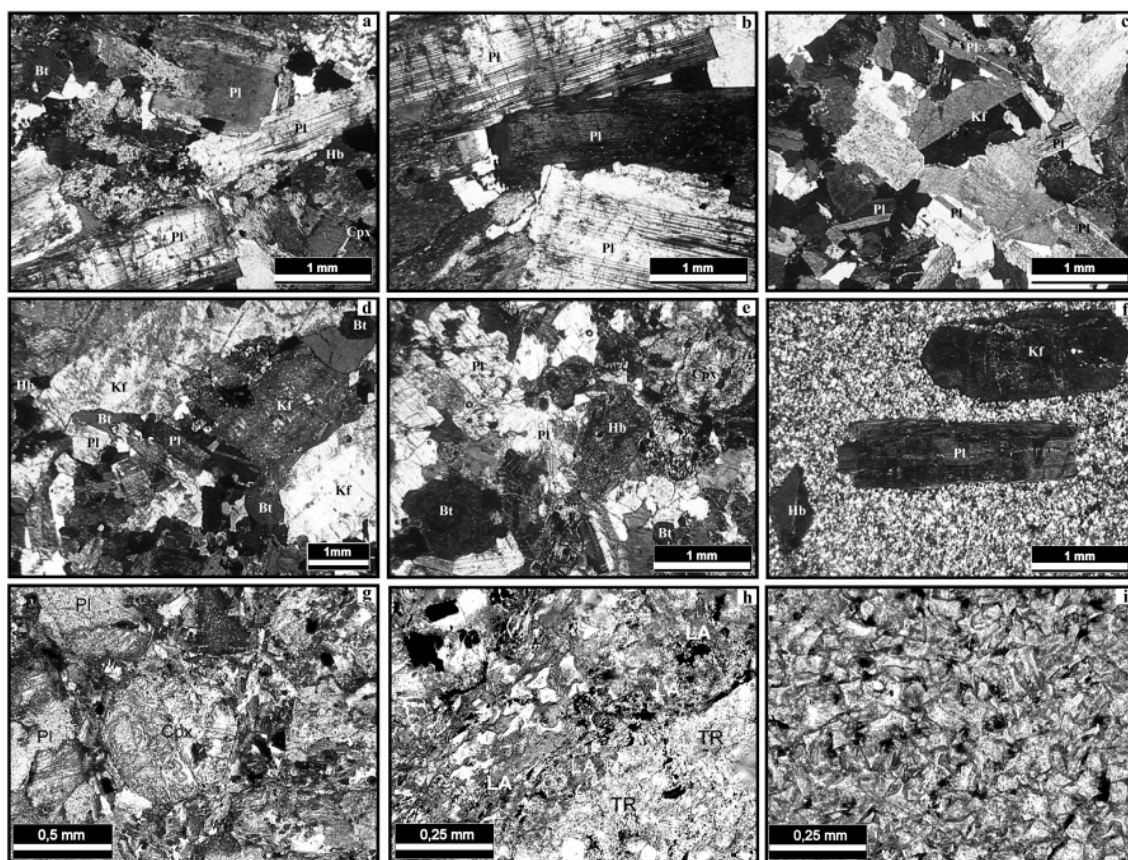
com porções traquíticas amarelo-avermelhadas. Nas porções latíticas dominam fenocristais tabulares de plagioclásio ( $An_{40-42}$ ), grãos subarredondados de augita ( $Wo_{42-43}En_{36}Fs_{21-22}$ ), envolvidos por uma matriz hemicristalina rica em micrólitos e cristálitos de plagioclásio orientados, definindo uma textura traquítica, enquanto nas porções traquíticas os fenocristais são representados por feldspato micropertítico envolvidos por porções vítreas além de raros micrólitos de feldspato potássico com  $Or_{95}$ . A presença de vesículas é freqüente, sendo, em alguns casos, concentradas no domínio latítico. Sulfetos disseminados são comuns, em geral, associados às vesículas. O dique de rocha autoclástica, segundo Liz *et al.* (2004), ocupa o campo do dacito no sistema TAS e ocorre como um dique, cortando as rochas monzoníticas, com direção NW-SE e com 58 metros de espessura em afloramento. A rocha é afanítica, de coloração cinza-esverdeada, com uma superfície rugosa gerada pelo processo de autobrechação. Microscopicamente observam-se autoclastos com textura glomeroporfirítica, definida por agrupamentos de fenocristais de plagioclásio envolvidos por porções ricas em tubos de púmice brechados, fragmentos vítreos (*shards*) e bolhas.



**Figura 3** – Mapa geológico da porção norte de Lavras do Sul e representação em imagem Aster.



**Figura 4** – Diagrama QAP ilustrando as variações composicionais das rochas monzoníticas da ASLS.



**Figura 5** – Fotomicrografias em luz polarizada das seguintes unidades: a) fácies diorítica do Monzonito Tapera com grãos de plagioclásio (Pl), clinopiroxênio (Cpx), hornblenda (Hb) e biotita (Bt) formando textura equigranular média; b) fácies leucodiorítica do Monzonito Tapera com zona ortocumulática com empilhamento de grãos de plagioclásio (pl); c) fácies monzodiorítica do Monzonito Tapera com textura equigranular média; d) fácies diorítica do Monzonito Tapera com plagioclásio (Pl), hornblenda (Hb), biotita (Bt) e kalsidônio (Kf); e) fácies leucodiorítica do Monzonito Tapera com plagioclásio (Pl), hornblenda (Hb) e biotita (Bt); f) fácies monzodiorítica do Monzonito Tapera com plagioclásio (Pl) e kalsidônio (Kf); g) fácies diorítica do Monzonito Tapera com plagioclásio (Pl) e clinopiroxênio (Cpx); h) fácies leucodiorítica do Monzonito Tapera com plagioclásio (Pl), hornblenda (Hb) e biotita (Bt); i) fácies monzodiorítica do Monzonito Tapera com plagioclásio (Pl) e hornblenda (Hb).

equigranular média formada predominantemente por plagioclásio (Pl) com conteúdos subordinados de feldspato alcalino (Kf); d) fácies monzonítica do Monzonito Tapera com grãos de feldspato alcalino (Kf) com dimensões destacadas em relação a plagioclásio (Pl), biotita (Bt) e hornblenda (Hb); e) Monzodiorito Arroio do Jacques com textura equigranular com grãos de plagioclásio (Pl), clinopiroxênio (Cpx), hornblenda (Hb) e biotita (Bt); f) Monzonito Hipabissal com textura porfirítica definida por fenocristais de feldspato alcalino (Kf), plagioclásio (Pl) e hornblenda (Hb) envolvidos por uma matriz fanerítica fina composta por plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo; g) fenocristais de augita (Cpx) e plagioclásio (Pl) de dique latítico; h) porção vítrea onde é visualizado o contato entre as composições latíticas (LA) e traquítica (TR) da rocha composta e i) fragmentos vítreos com formas tabular, curvilinear e cuspide do dique autoclástico.

## 1.7 LITOQUÍMICA DAS UNIDADES MONZONÍTICAS

A classificação das rochas foi realizada com base no sistema QAP e empregou-se o diagrama total de álcalis *versus* sílica (TAS) para estabelecer as composições vulcânicas equivalentes. As rochas do Monzonito Tapera ocupam no diagrama TAS (Fig. 6), o campo dos traquiandesitos e dos traquitos/traquidacitos, com  $K_2O > (Na_2O - 2)$ , correspondendo a composições latíticas e traquíticas, onde o conteúdo de Qz normativo é inferior a 20% (Tab. 1). As rochas do Monzodiorito Arroio do Jacques ocupam no diagrama TAS (Fig. 6) o limite do campo dos traquiandesitos basálticos para o campo dos traquiandesitos com  $K_2O \geq (Na_2O - 2)$ , sendo composicionalmente equivalentes a latitos. Os Monzonitos Hipabissais ocupam no diagrama TAS (Fig. 6) o campo dos traquitos e possuem conteúdos de Qz normativo inferior a 20% (Tab. 1).

Os teores de  $SiO_2$  das unidades variam de 55,03 % até 66,85 % sendo a sílica o índice de diferenciação que melhor expressa a variação dos demais elementos (Tab.1). O padrão de distribuição dos elementos maiores *versus*  $SiO_2$  das rochas do Monzonito Tapera, Monzodiorito Arroio do Jacques e Monzonitos Hipabissais aponta uma tendência de queda dos teores de  $TiO_2$ , CaO, MgO,  $Fe_2O_{3T}$ , MnO e  $P_2O_5$  com o aumento do índice de diferenciação, comum em sistemas evoluídos a partir de cristalização fracionada (Fig. 7). Dispersões nos teores de  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ , Rb, Sr e Ba, observados em algumas amostras refletem processos de acumulação de cristais (Fig. 7 e 8).

Os conteúdos de Rb, Ba e Sr das rochas do Monzonito Tapera, Monzodiorito Arroio do Jacques e Monzonitos Hipabissais são relativamente elevados e típicos de rochas de afinidade shoshonítica (Lima 1995, Lima & Nardi 1998).

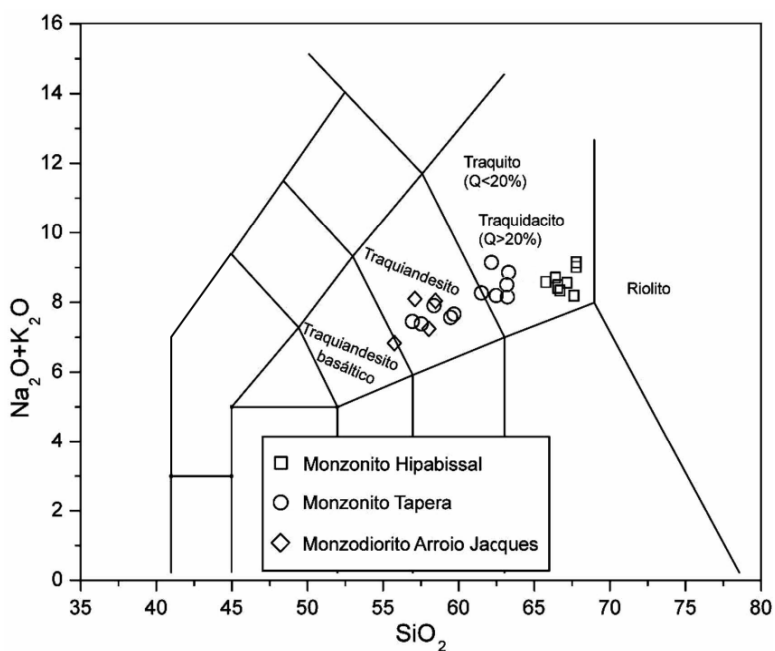
O Zr varia de 114 ppm a 290 ppm e apresenta um padrão de distribuição com decréscimo nos conteúdos com o aumento do índice de diferenciação, sugerindo fracionamento de zircão.



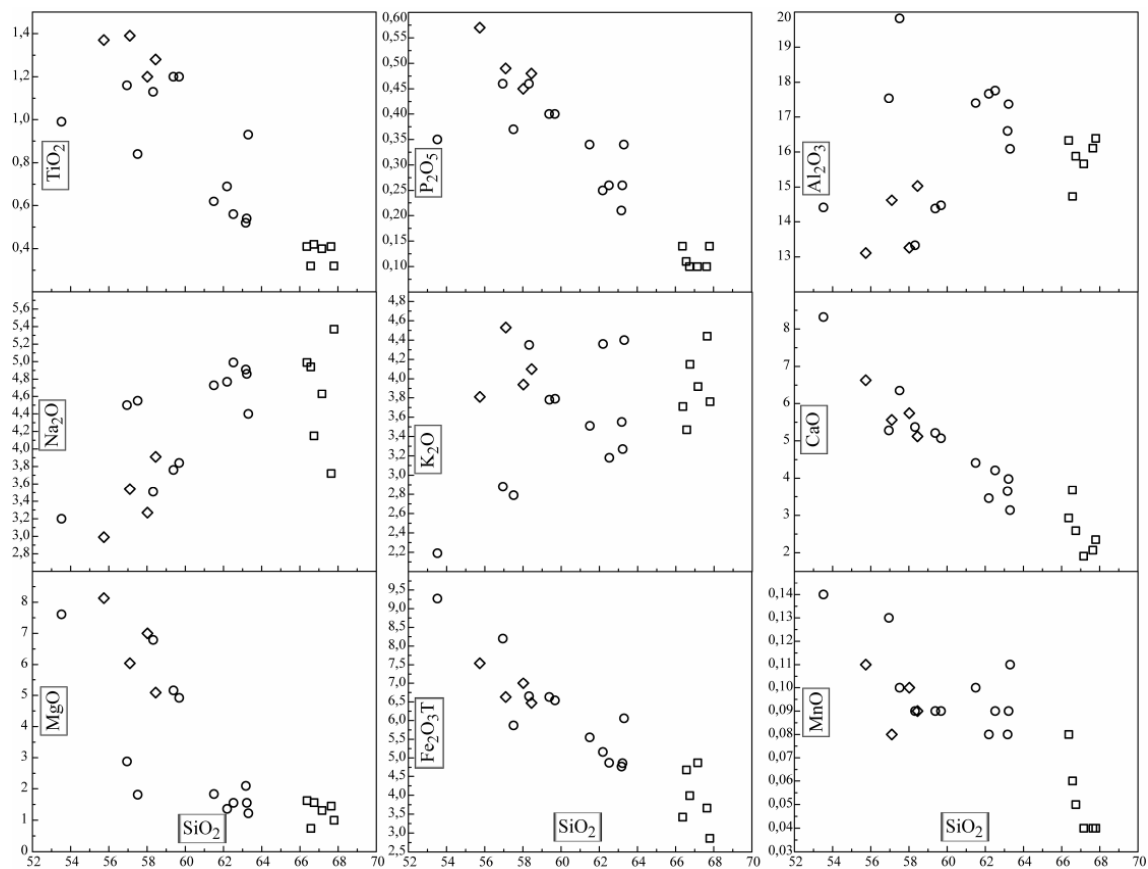
**Tabela 1** – Análise química de amostras representativas das rochas monzoníticas da região de Lavras do Sul (MT - Monzonito Tapera, MAJ-Monzonito Arroio do Jacques e MH - Monzonitos Hipabissais).

	MT1	MT2	MT3	MT4	MT5	MT6	MT7	MT8	MT9	MT10	MT11	MAJ1	MAJ2	MAJ3	MAJ4	MH1	MH2	MH3	MH4	MH8
SiO <sub>2</sub> (% peso)	61,31	56,58	60,05	58,72	57,77	61,28	61,64	61,71	57,02	55,67	62,46	57,58	55,63	57,60	55,03	65,80	66,18	66,85	65,50	66,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,42	12,93	16,99	14,24	13,99	17,41	16,94	16,41	19,65	17,15	15,88	13,16	14,24	14,81	12,94	16,19	16,00	15,76	14,67	14,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	5,09	6,45	5,42	6,43	6,45	4,77	4,74	4,31	5,82	8,02	5,98	6,95	6,46	6,38	7,44	3,39	2,79	5,58	4,45	4,47
MnO	0,08	0,09	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,07	0,10	0,13	0,11	0,10	0,08	0,08	0,10	0,08	0,04	0,04	0,04	0,05
MgO	1,34	6,59	1,79	4,84	5,02	1,52	1,51	1,01	1,79	2,82	1,20	6,95	5,88	5,02	8,03	1,61	0,98	2,71	1,40	1,19
CaO	3,41	5,21	4,31	4,99	5,07	4,13	3,88	2,51	6,30	5,16	3,10	5,70	5,42	5,05	6,55	2,90	2,29	1,80	2,00	2,24
Na <sub>2</sub> O	4,70	3,41	4,62	3,78	3,66	4,89	4,74	4,65	4,51	4,40	4,34	3,25	3,45	3,85	2,95	4,95	5,24	3,99	4,31	4,25
K <sub>2</sub> O	4,30	4,22	3,43	3,73	3,68	3,12	3,19	4,74	2,77	2,82	4,34	3,91	4,41	4,04	3,76	3,68	3,67	4,60	4,30	4,20
TiO <sub>2</sub>	0,68	1,09	0,61	1,18	1,17	0,55	0,52	0,63	0,83	1,14	0,92	1,19	1,36	1,26	1,35	0,41	0,31	0,44	0,40	0,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,45	0,33	0,39	0,39	0,25	0,25	0,21	0,37	0,45	0,34	0,45	0,48	0,47	0,56	0,14	0,14	0,14	0,10	0,11
LOI	0,97	1,55	0,93	1,15	1,34	0,72	1,12	3,35	0,74	1,43	1,24	0,70	1,69	0,79	0,66	1,01	1,06	0,30	3,00	3,00
Total	99,55	98,57	98,57	99,54	98,63	98,73	98,62	99,59	99,88	99,18	99,89	99,24	99,11	98,55	98,72	100,15	98,69	100,05	99,62	99,06
Ba (ppm)	2141	1166	1740	1056	1035	1801	1759	2080	1873	2709	2168	1210	1221	1210	1650	2149	2119	2483	1621	1695
Sr	932	776	1245	713	694	1391	1368	522	1475	1351	656	798	802	889	1080	1435	1441	1021	805	950
Y	17,00	17,00	16,00	15,00	16,00	14,00	12,00	18,00	15,00	15,00	24,00	15,72	16,00	14,62	17,03	9,00	7,00	-	-	8,00
Zr	266	257	175	258	256	157	164	243	172	128	267	231	286	290	194	114	129	220	236	235
Rb	119	162	101	139	139	95	92	136	70	60	107	124	135	116	119	90	101	135	85	91
Nb	13,50	21,79	15,89	22,93	23,54	14,82	13,42	15,51	11,19	11,52	13,68	23,85	19,08	27,29	17,18	15,11	15,21	-	-	-
La	59,44	72,17	56,20	65,74	64,82	126,88	54,59	60,47	46,62	56,93	59,36	57,80	63,03	59,09	57,78	45,71	42,38	28,12	30,39	84,30
Ce	114,23	142,08	109,30	131,78	131,46	201,31	103,14	121,48	93,98	114,58	117,33	113,81	128,49	112,12	117,99	78,96	75,81	55,08	61,89	77,31
Pr	12,08	15,53	11,59	13,87	14,10	18,17	10,57	12,71	10,08	12,28	13,37	12,65	14,29	12,47	13,54	8,28	7,38	-	-	-
Nd	46,22	60,21	45,09	53,21	53,98	59,33	39,50	48,95	41,19	50,07	49,19	48,58	56,87	48,19	54,98	30,41	26,55	23,59	25,09	23,00
Sm	8,08	10,80	7,75	9,22	9,16	8,32	6,71	8,70	7,44	9,07	9,28	9,04	10,19	8,57	10,34	5,00	4,34	3,90	4,86	3,73
Eu	2,02	2,77	1,92	2,32	2,31	1,81	1,78	1,90	2,51	2,80	2,17	2,50	2,84	2,55	3,09	1,44	1,24	1,04	1,18	1,16
Gd	5,98	7,49	5,45	6,29	6,55	4,91	4,43	5,99	5,20	6,17	7,18	6,45	7,27	6,07	7,66	3,57	2,71	2,55	3,57	2,47
Tb	0,73	0,90	0,69	0,78	0,80	0,62	0,56	0,80	0,66	0,77	0,97	0,81	0,88	0,77	0,90	0,43	0,35	-	-	-
Dy	3,54	3,91	3,25	3,51	3,59	2,93	2,71	3,86	3,06	3,61	4,39	3,59	3,82	3,38	4,00	1,96	1,52	1,39	2,87	1,42

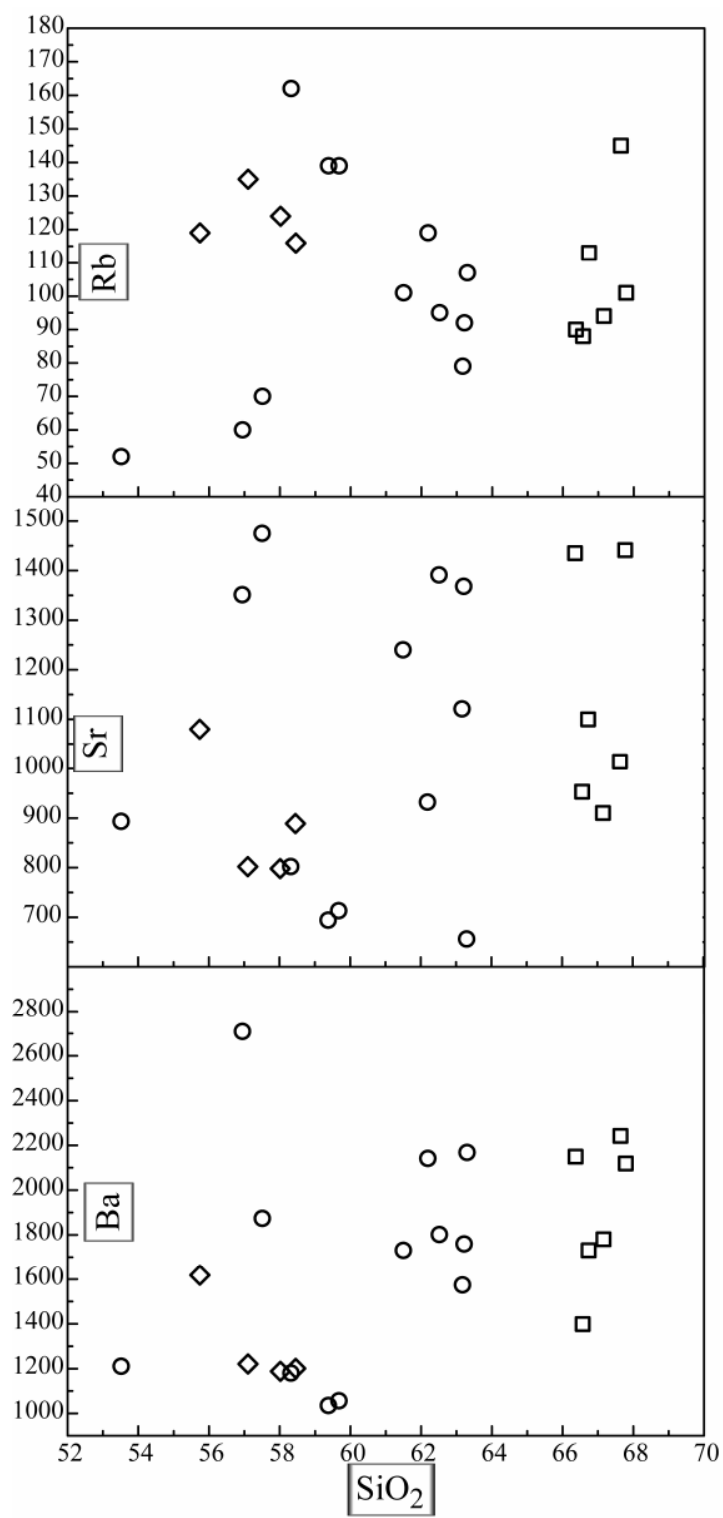
Ho	0,61	0,59	0,56	0,56	0,57	0,49	0,45	0,67	0,52	0,60	0,81	0,59	0,58	0,57	0,62	0,32	0,25	0,26	0,58	0,17
Er	1,66	1,43	1,54	1,41	1,43	1,39	1,23	1,82	1,38	1,62	2,29	1,51	1,45	1,40	1,55	0,87	0,67	0,63	1,58	0,44
Tm	0,26	0,18	0,23	0,19	0,20	0,21	0,19	0,27	0,19	0,21	0,33	0,19	0,19	0,18	0,19	0,12	0,10	-	-	-
Yb	1,60	1,08	1,49	1,21	1,27	1,35	1,26	1,78	1,19	1,35	2,14	1,08	1,12	1,02	1,07	0,81	0,65	0,45	1,42	0,53
Lu	0,23	0,15	0,21	0,16	0,17	0,19	0,17	0,25	0,17	0,20	0,31	0,14	0,15	0,14	0,14	0,12	0,09	0,12	0,20	0,06
Ta	0,93	1,53	0,75	1,63	1,51	0,73	0,54	0,81	0,53	0,56	1,02	1,50	1,42	1,69	0,65	0,97	0,42	-	-	-
Th	14,72	18,69	15,49	19,55	19,58	24,34	13,69	18,25	8,40	11,08	15,97	13,05	7,99	10,11	5,41	12,06	12,87	-	-	-
U	5,14	6,23	5,35	6,19	5,85	6,88	5,15	6,10	3,07	3,00	6,51	3,81	2,74	2,82	2,65	5,25	5,55	-	-	-



**Figura 6** - Diagrama TAS - álcalis total (percentagem de peso) *versus* SiO<sub>2</sub> (percentagem de peso).



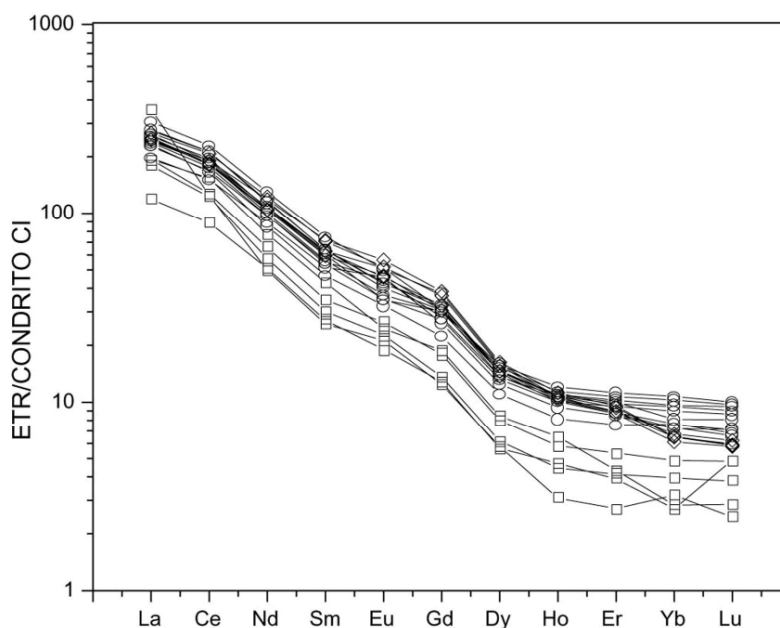
**Figura 7** – Diagramas de Harker das rochas monzoníticas da ASLS. Valores em percentagem de peso.



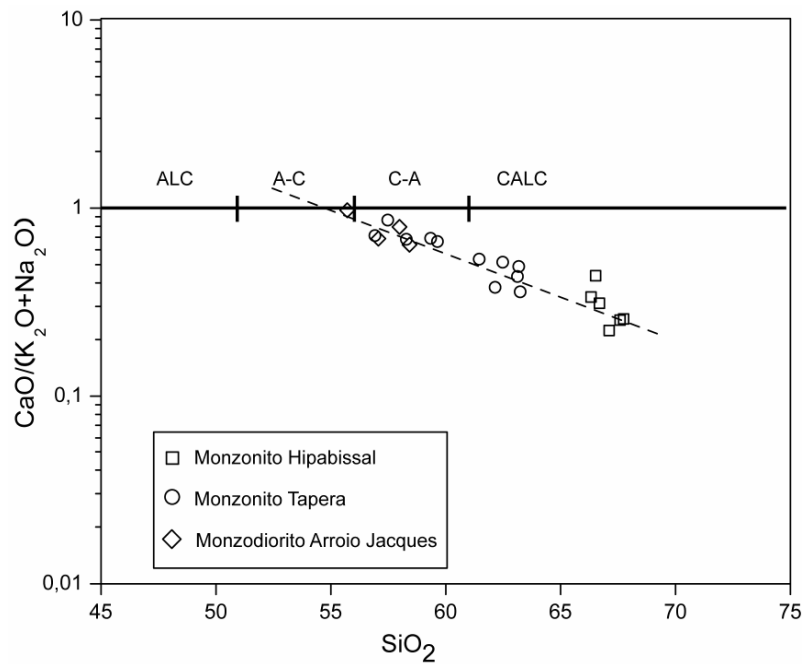
**Figura 8** – Diagramas de variação de elementos-traço (ppm) *versus*  $\text{SiO}_2$  (percentagem de peso).

Os padrões de ETR das rochas, obtidos com a normalização dos dados pelo padrão condrítico C1 de Sun e McDonough (1989) mostram forte enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP (Fig. 9). As amostras do Monzonito Tapera e do Monzodiorito Arroio do Jacques mostram elevados conteúdos de ETR ( $Ce_N \cong 200$  e  $Yb_N \cong 8$ ) em relação as do Monzonito Hipabissal ( $Ce_N \cong 120$  e  $Yb_N \cong 3$ ), sendo observadas nos três grupos pequenas anomalias de Eu. As rochas intermediárias e ácidas de natureza shoshonítica caracterizam-se por possuírem em geral, um conteúdo global de ETR entre 124 - 387 ppm com fracas anomalias de Eu (Henderson, 1984). As rochas estudadas enquadram-se neste intervalo, constatando-se um somatório de ETR que varia de 133 a 319 ppm.

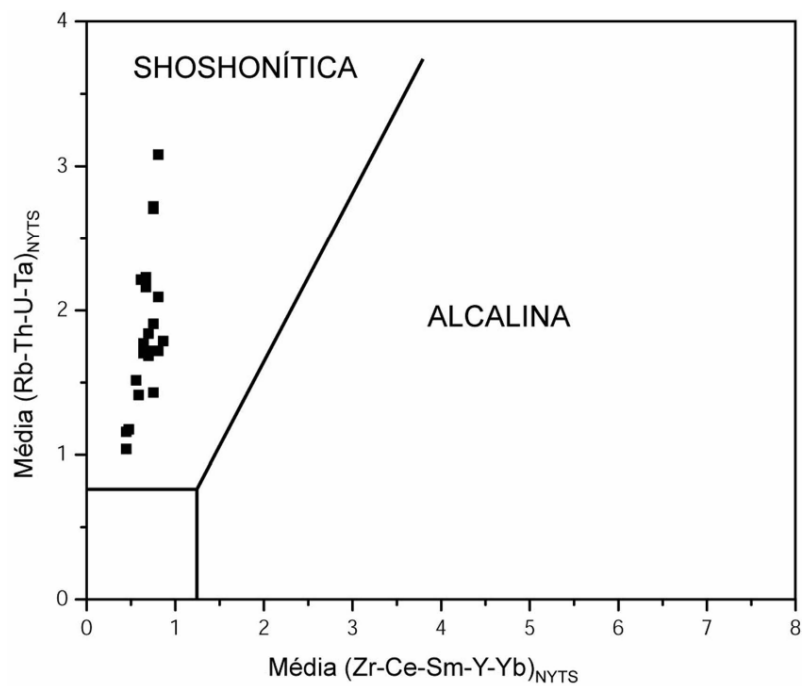
Possuem um carácter álcali-cálcico (Fig. 10) e ocupam o campo das rochas shoshoníticas no diagrama de Liégeois *et al.* (1998), que utiliza a média dos teores de Zr-Ce-Sm-Y-Yb *versus* a média de Rb-Th-U-Ta ambas normalizadas pelo NYTS (Fig. 11).



**Figura 9** - Padrões de ETR das amostras do Monzonito Tapera (o), Monzodiorito Arroio do Jacques (◊) e Monzonitos Hipabissais (◻) normalizados pelo padrão condrítico C1.



**Figura 10** - Diagrama do índice de Peacock ( $\text{CaO}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$  vs.  $\text{SiO}_2$ ) modificado por Brown 1982. Os óxidos são expressos em percentagem de peso.



**Figura 11** - Diagrama de elementos traço separando rochas de afinidade shoshonítica de rochas de afinidade alcalina (Liégeois *et al.* 1998). Os valores dos elementos traço estão normalizados pela série de rochas Yenchichi-Telabit do Tuareg Shield - NYTS – (Liégeois *et al.* 1998).

## 1.8 DADOS ISOTÓPICOS

A derivação mantélica das rochas shoshoníticas da ASLS é sugerida por Lima & Nardi (1998) e Nardi & Lima (2000), com base nas razões iniciais  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,704, aliadas à presença de basaltos. Para compatibilizar 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.

Gastal *et al.* (2006) sugerem, em base a novos dados geocronológicos e reinterpretações dos dados apresentados por Remus *et al.* (2000), que o Complexo Intrusivo de Lavras do Sul (CILS) foi formado principalmente entre 603 Ma e 597 Ma.

No presente trabalho datou-se pelo método U-Pb SHRIMP em zircão uma amostra representativa dos Monzonitos Hipabissais, sendo selecionados grãos de zircão prismáticos subédricos a euédricos. Nestes os conteúdos de U variam de 217 ppm a 990 ppm e de Th de 81 ppm a 340 ppm, sendo as razões de Th/U de 0,21 a 0,49, comuns em zircões de rochas ígneas (Hinton a Upton 1991). Os dados de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  definiram duas populações, uma obtida em três zircões com  $606,6 \pm 6,2$  Ma (MSWD = 0,1) e outra obtida em sete zircões com  $587 \pm 4$  Ma (MSWD = 0,47) (Tab. 2). Os grãos da população mais antiga são interpretados como sendo xenocristais, herdados possivelmente das manifestações precoces da ASLS. A idade de  $587 \pm 4$  Ma é atribuída à cristalização dos zircões das rochas Monzoníticas Hipabissais. Este dado é coerente com as relações de campo, constatando-se que os Monzonitos Hipabissais são intrusivos no Monzonito Tapera, no Monzodiorito Arroio do Jacques e na borda do granodiorito do CILS. A idade obtida nos Monzonitos Hipabissais assemelha-se aos resultados de Ar-Ar obtidos em plagioclásio de traquiandesitos shoshoníticos da região de Lavras do Sul (Janikian 2004), conforme tabela 3. Esta idade dos Monzonitos Hipabissais expande o intervalo de geração do magmatismo shoshonítico para 17 Ma.

**Tabela 2** – Sumário dos dados SHRIMP U-Pb obtidos em grãos de zircão extraídos dos Monzonitos Hipabissais.

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}$		$^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}$		Dis- cor- dant	Total $^{238}\text{U}$		Total $^{207}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}^*$		$^{206}\text{Pb}^*$		err corr	
			$/^{238}\text{U}$	$/^{238}\text{U}$	$\pm$	$/^{238}\text{U}$	$\pm$	$/^{206}\text{Pb}$		$\pm$	$/^{206}\text{Pb}$	$\pm$	$/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm$	$/^{235}\text{U}$	$\pm$	$/^{238}\text{U}$	$\pm$			
1,1	602	123	0,21	590,0	6,7	585,5	8,1	811	260	37	9,81	1,1	0,11158	2,3	0,0661	12	0,87	13	0,0958	1,2	0,095
2,2	318	121	0,39	592,3	7,5	591,2	7,7	646	48	9	10,41	1,3	0,05967	1,3	0,0612	2,2	0,812	2,6	0,0962	1,3	0,511
3,1	854	301	0,36	589,8	4,6	589,5	4,7	603	19	2	10,426	0,81	0,06089	0,76	0,05999	0,88	0,7925	1,2	0,09581	0,81	0,676
9,1	990	340	0,35	582,1	4,2	581,8	4,3	595	61	2	10,470	0,73	0,06842	1,1	0,0598	2,8	0,779	2,9	0,09450	0,75	0,256
10,1	723	282	0,40	590,5	4,5	590,9	4,6	567	18	-4	10,426	0,80	0,05893	0,83	0,05900	0,83	0,7803	1,2	0,09592	0,80	0,696
11,1	621	297	0,49	587,7	8,3	587,8	7,7	580	440	-1	10,033	0,96	0,0940	6,5	0,059	20	0,78	20	0,0954	1,5	0,073
12,1	581	229	0,41	586,5	4,8	586,5	4,9	587	21	0	10,492	0,85	0,06003	0,9	0,05955	0,95	0,7821	1,3	0,09526	0,85	0,665
1,2	600	142	0,24	605	4,6	606,7	4,7	520	26	-14	10,15	0,8	0,0591	0,9	0,0577	1,2	0,78	1,4	0,0984	0,8	0,555
6,1	712	244	0,35	604,8	4,7	605,5	4,8	569	92	-6	9,99	0,8	0,0728	0,8	0,0591	4,2	0,80	4,3	0,0984	0,8	0,190
7,1	217	81	0,38	609,9	8,8	610,1	9	602	32	-1	10,08	1,5	0,0596	1,5	0,0600	1,5	0,82	2,1	0,0992	1,5	0,714



**Tabela 3** – Idades geocronológicas das rochas da ASLS.

LITOTIPO	IDADE	MÉTODO	AUTOR
Monzonito Tapera	601±5 Ma	Pb-Pb por evaporação	Gastal e Lafon (2001)
Monzodiorito Arroio do Jacques	599±7 Ma	Pb-Pb por evaporação	Gastal e Lafon (2001)
Núcleo do CGLS	594±4Ma	U-Pb SHIRIMP	Remus <i>et al.</i> (2000)
Andesitos	586±8 Ma e 588±7 Ma	Ar/Ar (plagioclásio)	Janikian (2004)
Monzonito Hipabissal	587±4 Ma	U-Pb SHIRIMP	Liz <i>et al.</i> neste artigo

## 1.9 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As rochas monzoníticas da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul ocorrem como rochas plutônicas (Monzonito Tapera e Monzodiorito Arroio do Jacques) e hipabissais (Monzonitos Hipabissais). Estes últimos constituem intrusões ressurgentes rasas, vinculadas a uma estruturação de colapso de caldeira. Os dados de campo apoiados em resultados geocronológicos permitiram organizar estratigraficamente estes litotipos.

O Monzonito Tapera é representado por rochas dioríticas a monzoníticas, com cumulados leucodioríticos subordinados. O Monzodiorito Arroio do Jacques possui os termos menos diferenciados das rochas intrusivas, com ortopiroxênio dioritos que evoluem até monzonitos.

Os Monzonitos Hipabissais são constituídos por feldspato alcalino e o plagioclásio, cuja composição varia de andesina a oligoclásio, acompanhados de uma associação mineral metaluminosa, constituída por magnésio hornblenda + augita-diopsídio ± biotita, sendo a titanita, o zircão e a apatita os minerais acessórios. Este litotipo é sucedido por diques classificados como latíticos, rocha composta e dique autoclástico, que podem representar condutos alimentadores das últimas manifestações vulcânicas na região.

Dados de litoquímica obtidos no Monzonito Tapera, no Monzodiorito Arroio do Jacques e nos Monzonitos Hipabissais mostram conteúdos elevados de *LILE*

(Ba, Sr, Rb) e moderados de *HFSE* (Zr, Nb, Y). Os padrões de ETR das rochas, quando normalizados pelo condrito C1 de Sun & McDonough (1989), possuem enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP, e não apresentam anomalias significativas de Eu. Este conjunto de características é típico de rochas da ASLS e da série shoshonítica em geral (Lima e Nardi 1998).

Os diagramas de correlação da SiO<sub>2</sub> com elementos maiores e traços indicam que os *trends* magmáticos foram gerados por processos de cristalização fracionada a partir de magmas shoshoníticos menos diferenciados.

Os valores mais baixos de ETR são encontrados nos Monzonitos Hipabissais, que são os litotipos mais evoluídos. Este decréscimo nos conteúdos de ETR durante a diferenciação magmática pode ser explicado pelo fracionamento de fases enriquecidas nestes elementos tais como hornblenda, apatita, zircão e alanita. Os padrões de ETR são típicos de magmas shoshoníticos e, portanto, reforçam a natureza não cumulática das rochas monzoníticas da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul. Pequenas anomalias de Eu são atribuídas a segregações localizadas de feldspatos.

Neste contexto, os Monzonitos Hipabissais aflorantes na porção nordeste da área são interpretados como unidades intrusivas ressurgentes, portanto tardias na história evolutiva da área. Estes corpos ressurgentes podem ter sido temporalmente acompanhados por efusivas intermediárias de mesma afinidade geoquímica e pelo magmatismo alcalino sódico representado pelo pertita granito, conforme sugere os dados geocronológicos de Jenikian (2004) e as re-interpretações de Gastal *et al.* (2006). Estas manifestações finais marcadas pelo magmatismo concomitante shoshonítico e alcalino sódico devem ter causado um importante incremento no gradiente geotermal da área. Este deve ter contribuído na remobilização de metais básicos por ação do hidrotermalismo e na geração das mineralizações de Au-Cu tipo pórfiro encontradas na região de Lavras do Sul Liz *et al.* (2004). Esta hipótese é coerente com os dados geocronológicos apresentados por Bongiolo *et al.* (2003) para os granitos hidrotermalizados de Lavras do Sul, o que abre a possibilidade de ocorrerem mineralizações de Au-Cu na porção nordeste da área, vinculadas ao hidrotermalismo nas rochas vulcânicas.

## 1.10 CONCLUSÕES

As rochas monzoníticas da ASLS – Monzonito Tapera, Monzodiorito Arroio do Jaques e Monzonitos Hipabissais – variam de composições dioríticas até quartzo monzoníticas, as quais constituem intrusões ressurgentes rasas, vinculadas a uma estruturação de colapso de caldeira. Os dados de campo, petrográficos e geoquímicos indicam que estes litotipos representam a cristalização de magmas de afinidade shoshonítica, onde as feições cumuláticas são localizadas.

A interpretação dos dados geoquímicos permite explicar a origem das rochas monzoníticas pela cristalização fracionada de magmas menos diferenciados de mesma afinidade, concluindo-se pelo caráter cogenético das mesmas e de sua vinculação com ASLS.

A idade obtida de  $587 \pm 4$  Ma obtida nos Monzonitos Hipabissais permite sugerir que estes litotipos representam manifestações shoshoníticas tardias da área e definem, considerando a idade de 603 Ma para as primeiras manifestações do CILS (Gastal *et al.* 2006), um intervalo de formação da ASLS de pelo menos 17 Ma.

**1.11 Agradecimentos:** os autores expressam seus agradecimentos ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do IG-UFRGS pela infra-estrutura disponibilizada, ao CNPq pela bolsa de doutorado e de produtividade científica e aos revisores da Revista Brasileira de Geociências.

## 1.12 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bongiolo E.M., Mexias A.S., Santos J.O.S., Hartmann L.A., Conceição R.V., Gomes M.E.B., Formoso M.L.L. 2003. Geocronologia do hidrotermalismo *versus* magmatismo do Distrito Aurífero de Lavras do Sul. *In:* SBG, Encontro de Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias, 1, *Anais*. p. 83-88.

Brögger, W.C. 1895. Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. 2, p. 21-23

Brown G.C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. *In:* R.S.Thorpe (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and related rocks*. London, John Wiley. pp.: 437-460.

- Compston W., Williams I.S., Meyer C. 1984. Geochronology of zircons from the lunar breccia 73217 using a sensitive high mass resolution ion microprobe. *Journ. of Geoph. Res.*, **89** (Supp. B): 525-534.
- Gastal M.C.P., Ferreira F.J.F., Lafon J.M., Hartmann L.A. 2004. Monzodiorito Arroio do Jacques: Importância na evolução petrológica do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS. *In: SBGq, Congr. Bras. de Geol.*, 42, *Anais*, CD-ROOM, nº 23. p.1239.
- Gastal M.C.P. & Lafon J.M. 2001. Novas Idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e Geoquímica Isotópica Nd-Sr para Granitóides Shoshoníticos e Alcalinos das Regiões de Lavras do Sul e Taquerembó, RS. *In: SBGq, Congr. Bras. de Geoqu. e I Simp. de Geoqu. dos Países do Mercosul*, 8, *Anais*, CD-ROOM, RS 094, p.7.
- 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. *Rev. Bras. de Geoc.*, **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.
- Henderson, P. 1984. Rare earth elements geochemistry. Elsevier, Amsterdam. 510p.
- Hinton, R.W. & Upton, B.G.J. 1991. The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55** (11):3287-3302.
- Janikian L. 2004. *Seqüências deposicionais e evolução paleoambiental do Grupo Bom jardim e da Formação Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã, Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 189 p.
- Lapparent A.A.A.de. 1864. Mémoire sur la constitution géologique du Tyrol, méridional. *Annales des Mines ou Recueil de Mémoires sur l'Exploration des Mines, et sur les Sciences qui s'y rapportent: rediges par le Conseil General des Mines. Paris* **6** : p. 245-314.
- Le Maitre R. W. 2002. A classification of igneous rock and glossary of terms: recommendations of the Internation Union of Geological Sciencies Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 2nd edition, 236 p.
- Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalizantion. *Lithos*, **45**:1-28.
- Lima E.F. 1995. *Petrologia das Rochas Vulcânicas e Hipabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul ASLS, RS*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 338p.

- Lima E.F. & Nardi L.V.S. 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: Implications for Origin and Evolution of Neoproterozoic Shoshonitic Magmatism in Southernmost Brazil. *Journal South American Earth Sciences*, **11**: 67-77.
- Liz J.D., Lima E.F., Nardi L.V.S., Hartmann L.A., Sommer C.A., Gonçalves C.R.H. 2004. Aspectos petrográficos, composicionais e potencialidade para mineralizações de ouro e sulfetos do sistema multi-intrusivo da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (RS). *Rev. Bras. Geoc.*, **34**(4): 539-552.
- Nachit H., Razafimahefa N, Stussi J.M., Carron J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sér.II*, **301**(11): 813-818.
- Nardi L.V.S. 1984. *Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brasil*. Tese de Doutorado, Universidade de Londres, 268 p.
- Nardi L.V.S. & Lima E.F. 1985. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Rev. Bras. Geol.*, **15**(2):139-146.
- Nardi L.V.S. & Lima E.F. 2000. O Magmatismo Shoshonítico e Alcalino da Bacia do Camaquã – RS. *In: M. Holz & L.F. De Ros (eds.) Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, RS, pp. 119-131.
- Nekvasil H. 1992. Ternary feldspar crystallization in high-temperature felsic magmas. *Am. Miner.*, **77**: 592-604.
- 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. *Gondw. Res.*, **3**(2):155-174.
- Smith J.B., Barley M.E., Groves D.I., Krapez B., Mcnaughton N.J., Bichle J., Chapman H.J. 1998. The Scholl Shear Zone, West Pilbara: evidence for a domain boundary structure from integrated tectonostratigraphic analyses, SHRIMP U/Pb dating and isotopic and geochemical data of granitoids. *Prec. Res.*, **88**: 143-171.
- Stabel L.Z., Nardi L.V.S., Pla Cid J. 2001. Química mineral e evolução petrológica do Sienito Piquiri: magmatismo shoshonítico, neoproterozóico, pós-colisional no sul do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**: 211-222.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and Isotopic Systematics of oceanic basalts: Implications for Mantle Composition and processes. *In: A.D. Saunders & M.J. Norry (eds.), Magmatism in Ocean Basins*. London, Geol. Soc. London Spec. Pub. 42, pp. 313-345.
- Von Buch, L. 1824. Über geognostische Erscheinungen im Fassathale. *Leonhard's Taschenbuch*, **1**: 345-347.
- Wager L.R., Vincent E.A. 1962. Ferrodiorite from the Isle of Skye. *Mineralog. Mag. and J. Mineralog. Soc.*, **33**: 26-36.

## **CAPÍTULO IV – Artigo 2**

**1. GEOCHEMISTRY OF TRACE ELEMENTS (Rb, Ba, Sr, U, Th, Nb, Ta, Y, and REE) IN ZIRCON FROM THE LAVRAS DO SUL SHOSHONITIC ASSOCIATION, SOUTHERNMOST BRAZIL**

**Joaquim Daniel de Liz<sup>1</sup>, Lauro Valentim Stoll Nardi<sup>2</sup>, Evandro Fernandes de Lima<sup>3</sup>, Kym Jarvis<sup>4</sup>**

1- Affiliation: Instituto de Geociências Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil. Address: Rua Fernandes Vieira, 569/14, Porto Alegre, RS, Brazil. E-mail: [jdanielliz@yahoo.com.br](mailto:jdanielliz@yahoo.com.br)

2 - Affiliation: Instituto de Geociências Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil. Address: PO box 15001 – Porto Alegre, CEP 91501-970, Brazil. E-mail: lauro.nardi@ufrgs.br

3 - Affiliation: Instituto de Geociências Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil. Address: PO box 15001 – Porto Alegre, CEP 91501-970, Brazil. E-mail: evandro.lima@ufrgs.br

4- Affiliation: University of Kingston, Kingston, England.

## 1.1 ABSTRACT

Zircon concentrates from samples of a granodiorite, rhyolite, quartz monzonite, monzonite, and diorite were analyzed by LA-ICP-MS for trace elements, including REE, after petrographic and mineralogical studies. These rocks are from the Lavras do Sul Shoshonitic Association (LSSA), a Neoproterozoic co-genetic suite associated with the post-collisional settings and strike-slip basins in southernmost Brazil. Trace-element contents in zircon grains were divided by the whole-rock contents and the calculated zircon/rock ratios were compared with mineral/melt partition coefficients (Kds). In spite of the very large range for trace-element contents, even in the same grain, the average values are close to those expected from Kds referred by several authors. REE show typical chondrite normalized patterns with strong enrichment of HREE and slight positive Ce anomalies. It is concluded that the trace-element compositions of zircon from LSSA reflect the magma composition and hence it is a useful tool for provenance of detrital zircon and petrogenetic studies.

## 1.2 INTRODUCTION

Zircon is a mineral of increasing importance in several fields of geological science, particularly geochronology, sediment provenance, crustal evolution, and geothermobarometry (Harley and Kelly 2007). It is highly resistant to physical and chemical natural processes, preserving their structural and chemical properties, even when submitted to severe physico-chemical changes. Granitoids produced by partial melting of crustal sequences usually maintain grains of zircon from the metamorphic protolith. Rubatto & Hermann (2003) observed that zircon can be expected as a residual phase even after melting of subducted sediments under mantle conditions. Zircon is generally present among the detrital fraction even of very mature sediments and sedimentary rocks, preserving their original compositional features, and so, is a powerful tool for provenance studies. The morphology of igneous zircon was correlated with magma composition and temperature by Pupin (1980) and Sturm (2004), and the temperatures of zircon saturation, which depend on magma peralkalinity and temperature (Watson & Harrison, 1983) have been one of the most used geothermometers for granitic systems. The U-Th-Pb isotopic system in zircon is one of the most reliable methodologies for geochronology (Harley & Kelly 2007, Cocherie *et al.*



2005) and it has been widely applied for provenance studies too. The chemistry of zircon has been used for provenance studies in spite of the relatively small amount of available data. Belousova *et al.* (2002) suggested a binary fluxogram, based on Lu, Ta, U, Hf, Ce/Ce\* and Nb contents, for the identification of primary sources of detrital zircon. The composition of zircon is, currently, an useful tool in several areas of geologic research, nevertheless, an important debate is still alive concerning the use of zircon chemistry for the identification of its igneous source (e.g. Hoskin & Schaltegger 2003, Belousova *et al.* 2002, Pupin 2000, Hosking & Black 2000, Hosking & Ireland 2000, Barros *et al.* 2007). Hoskin & Ireland (2000) concluded that the geochemistry of zircon could not be used for provenance studies because of the large variation of trace-element contents in zircon, even in a single grain, and proposed that a study of zircon inclusions could be a more effective tool. Most of the difficulties for using zircon geochemistry in provenance studies are due to the small available amount of trace element data in zircon from different igneous associations.

Partition coefficients zircon/melt ( $K_d$ ) have been discussed by several authors Fujimaki (1986), Sano *et al.* (2002), Thomas *et al.* (2002), Mahood & Hildreth (1983), Green (1994), and Hanchar & Westrenen (2007) among other authors. Wide ranges of  $K_d$ s are observed in zircon for most elements, like has been reported for most minerals and had led many authors to conclude that "...attempts to relate activity coefficients and hence trace-element partition coefficients to universal melt descriptors are misguided and doomed to failure" (O'Neill & Eggins, 2002). Nevertheless,  $K_d$ s have been extensively and successfully used for predicting, at least in a semi-quantitative way, trace element contents in petrogenetic and mineralogical studies of igneous rocks.

This paper presents and discusses trace element data from zircon of different types of co-genetic rocks which belong to a typical shoshonitic volcano-plutonic suite - the Lavras do Sul Shoshonitic Association - in the southernmost Brazil. It is additionally intended to contribute with reference data for provenance studies based on chemistry of zircon.

### **1.2.1 The Lavras do Sul Shoshonitic Association - LSSA**

The LSSA (Fig.12) is a post-collisional volcano-plutonic association of Neoproterozoic age (601-587 Ma) situated in southernmost Brazil (Lima & Nardi, 1998). It shows potassic trachybasalts at the base of the sequence succeeded by four effusive

events of shoshonitic affinity with associated pyroclastic deposits. The epizonal plutonic co-genetic and coeval rocks are the Arroio do Jacques Monzodiorite, the Tapera Monzonite and granodioritic rocks of Lavras do Sul Granite Complex, both with ages close to 600 Ma (Gastal *et al.* 2006).

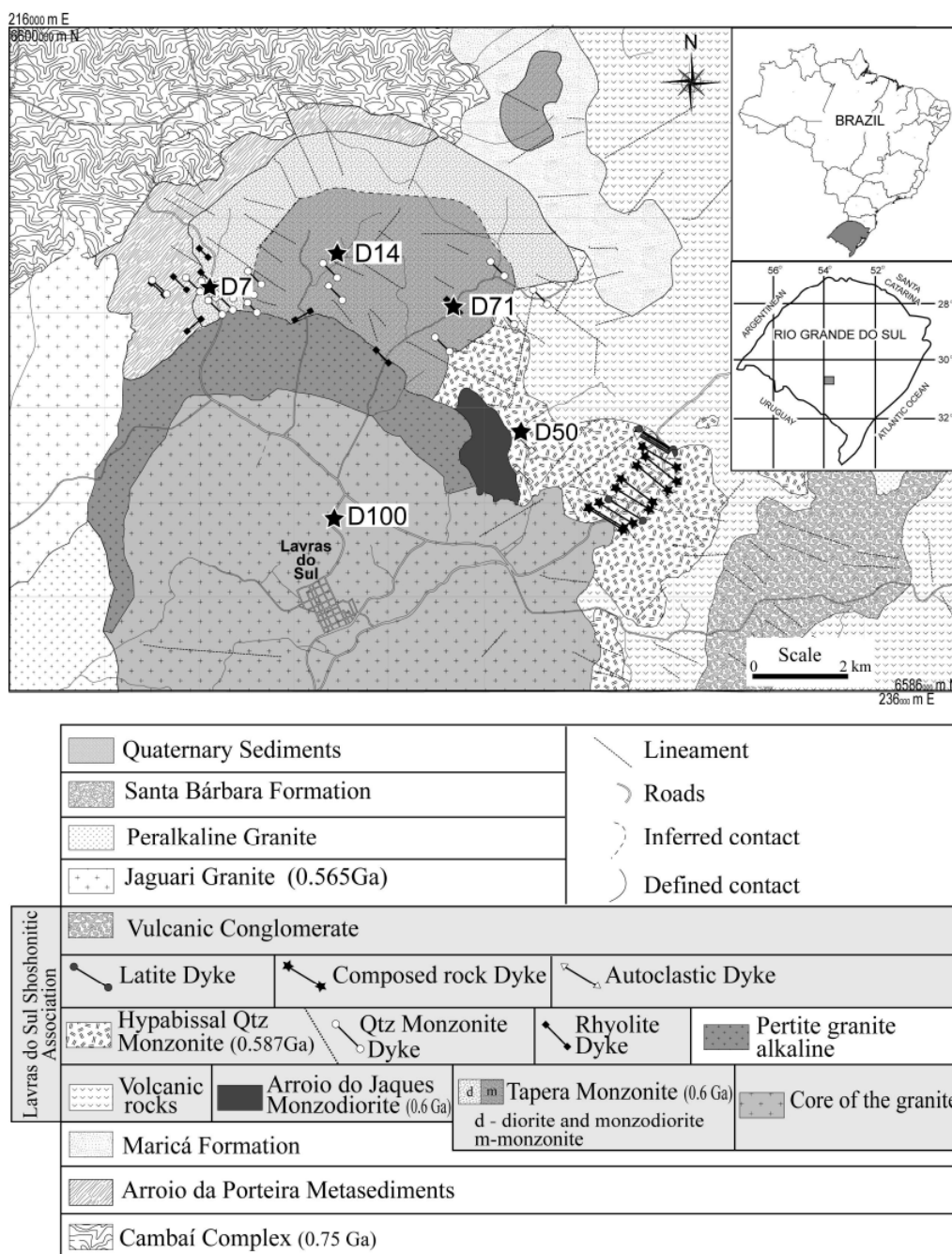


Figure 12. Geological map of the Lavras do Sul region in southernmost Brazil. Samples from where grains of zircon were collected: LT – cumulatic leucodiorite; TMZ – Tapera Monzonite; HQM – hypabissal quartz monzonite; RD – rhyolite dike; GD – granodiorite from the Lavras do Sul Granite Complex.

The Arroio do Jacques Monzodiorite (AJM) is an elongate body with about 2.5 km<sup>2</sup> composed by monzodiorites, quartz monzodiorites and less abundant orthopyroxene diorites which grade to monzonitic compositions.

The Tapera Monzonite has a semi-circular shape, surface about 25 km<sup>2</sup> and is constituted by diorites and leucodiorites that evolve to monzodiorites and monzonites coeval with the Lavras do Sul Granite Complex granitoids. The hypabissal quartz monzonites crosscut the Tapera Monzonite and are concentrated in its northeastern border.

The monzonitic bodies show structural and textural features which indicate an origin related with a multi-intrusive system in a margin of a collapsed caldera (Liz *et al.* 2004). They are finger-like intrusions, NW-SE oriented, which crosscut the volcanic and granodioritic rocks, besides the Tapera Monzonite. Rhyolite and latite dikes about 1 to 50 m thick are coeval with this late magmatism.

The LSSA rocks share some important geochemical features: they belong to a potassic, silica-saturated alkaline magmatism, with high contents of Sr, Ba and Rb, moderate contents of HFS elements (Zr, Hf, Nb, Y, Ti, P) and with very regular REE patterns (Fig.13, Tab.4).

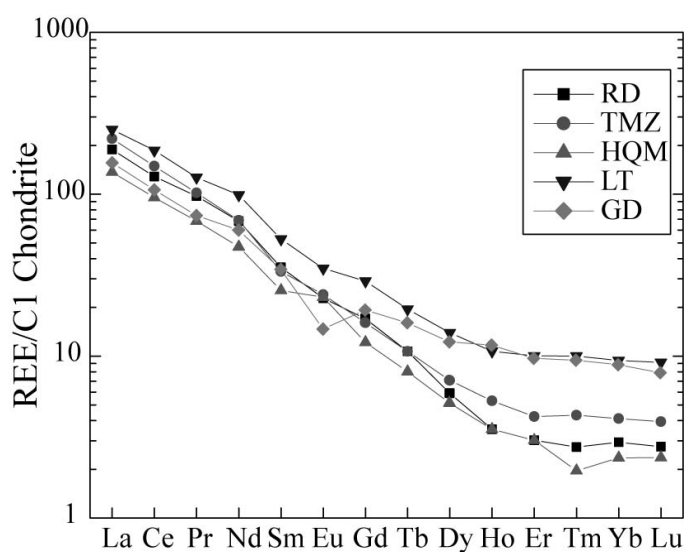


Figure 13. REE contents in samples from LSSA normalized against the C1-chondrite. GD = granodiorite, HQM = hypabissal quartz monzonites, RD = rhyolite dike, TMZ = Tapera Monzonite, and LT = leucodiorites included in the Tapera Monzonite.

Table 4– Major oxides and traces element concentrations in rocks from LSSA.

	RD	TMZ	HQM	LT	GD
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	69.64	65.89	67.21	61.31	69.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.29	16.72	16.23	17.42	15.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	1.89	3.36	2.15	5.09	2.43
MnO	0.038	0.054	0.032	0.082	0.041
MgO	1.75	0.91	0.86	1.34	0.57
CaO	1.66	2.73	1.56	3.41	1.83
Na <sub>2</sub> O	4.48	5.02	4.91	4.70	4.62
K <sub>2</sub> O	4.45	3.81	5.61	4.3	3.67
TiO <sub>2</sub>	0.34	0.40	0.30	0.68	0.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.16	0.12	0.25	0.10
LOI	1.25	0.75	0.79	0.97	0.72
Total	99.99	99.81	99.78	99.55	99.65
Ba (ppm)	1507	1931	2312	2150	1050
Sr	927	1529	1138	936	773
Y	7	10	6	17	21
Rb	105	96	135	118.8	139
Nb	11	8	7	13.5	20
Zr	161	154	150	266	187
La	44.8	52.2	32.5	59.4	37.1
Ce	78.7	91.2	58.4	114.2	65
Pr	9.24	9.67	6.48	12.1	7.0
Nd	31.9	32.2	22.1	46.2	28.0
Sm	5.4	5.1	3.9	8.1	5.24
Eu	1.32	1.39	1.34	2.02	0.85
Gd	3.5	3.3	2.5	5.99	3.95
Tb	0.4	0.4	0.3	0.73	0.6
Dy	1.5	1.8	1.3	3.5	3.1
Ho	0.2	0.3	0.2	0.61	0.66
Er	0.5	0.7	0.5	1.66	1.60
Tm	0.07	0.11	0.05	0.26	0.24
Yb	0.5	0.7	0.4	1.6	1.50
Lu	0.07	0.1	0.06	0.23	0.20
Ta	1.0	0.6	0.6	0.93	1.70
Th	17.5	13.9	11.6	14.7	14.0
U	7.1	3.8	4.2	5.1	4.6

### 1.2.2 Analytical procedures

Zircon grains were separated and concentrated from samples of four representative units of LSSA: (i) the granodiorites from the core of Lavras do Sul Granite Complex (**GD**), (ii) hypabissal quartz monzonites (**HQM**), (iii) rhyolite dike (**RD**), and the Tapera Monzonite (iv) (**TMZ**). A fifth concentrate was obtained from (v) leucodiorites included in the Tapera Monzonite (**LT**). All samples are considered to

represent co-genetic rocks, belonging to a shoshonitic series, evolved mainly through fractional crystallization (Lima & Nardi 1998).

Zircon concentrates, about 30 grains, were obtained after separation by magnetic and gravimetric methods. The grains were studied under optic and electronic microscope (SEM) for characterizing form, major composition and types of micro-inclusions. Microscopic studies were executed in the laboratories of Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Trace elements (U, Ta, Th, Rb, Sr, Ba, Nb and Y) including rare earth elements (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, and Lu) and Hf were analyzed in about 200 grains by LA ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) in the laboratories of Kingston University, Kingston, UK under the supervision of Drs. Kym Jarvis and Kathryn Lange. The resin mounted samples used for electron microprobe analysis were also analyzed by LA-ICP-MS. The laser used was a CETAC LSX100 Nd:YAG operating at 266 nm. The laser power was optimised so that a clean, ablation pit was created during each ablation. Single spot analyses were performed with 3 replicate measurements being made during the 6s analysis time.  $^{90}\text{Zr}$  was used as an internal standard and external calibration was carried out using NIST 610 glass. Results were blank corrected using 'gas' blanks collected at the start of each run. Data were processed manually using MS Excel.

### 1.2.3 Microscopic features

The LSSA grains of zircon are crystallized since the early magmatic stages, except in granodiorite, where they had a later crystallization. The grains of zircon of monzonites, leucodiorite and rhyolite crystallized simultaneously with plagioclase, amphibole, apatite and allanite, as suggested by textural evidences. Generally the grains of zircon are prismatic, with euhedral to subhedral forms and dimensions from 0.1 to 0.6 mm (Tab. 5). They show marked compositional zoning, as usual in magmatic zircon (Hoskin & Black 2000, Fowler et al. 2002) and frequently have apatite micro-inclusions mainly in the border of the grains (Fig.14).

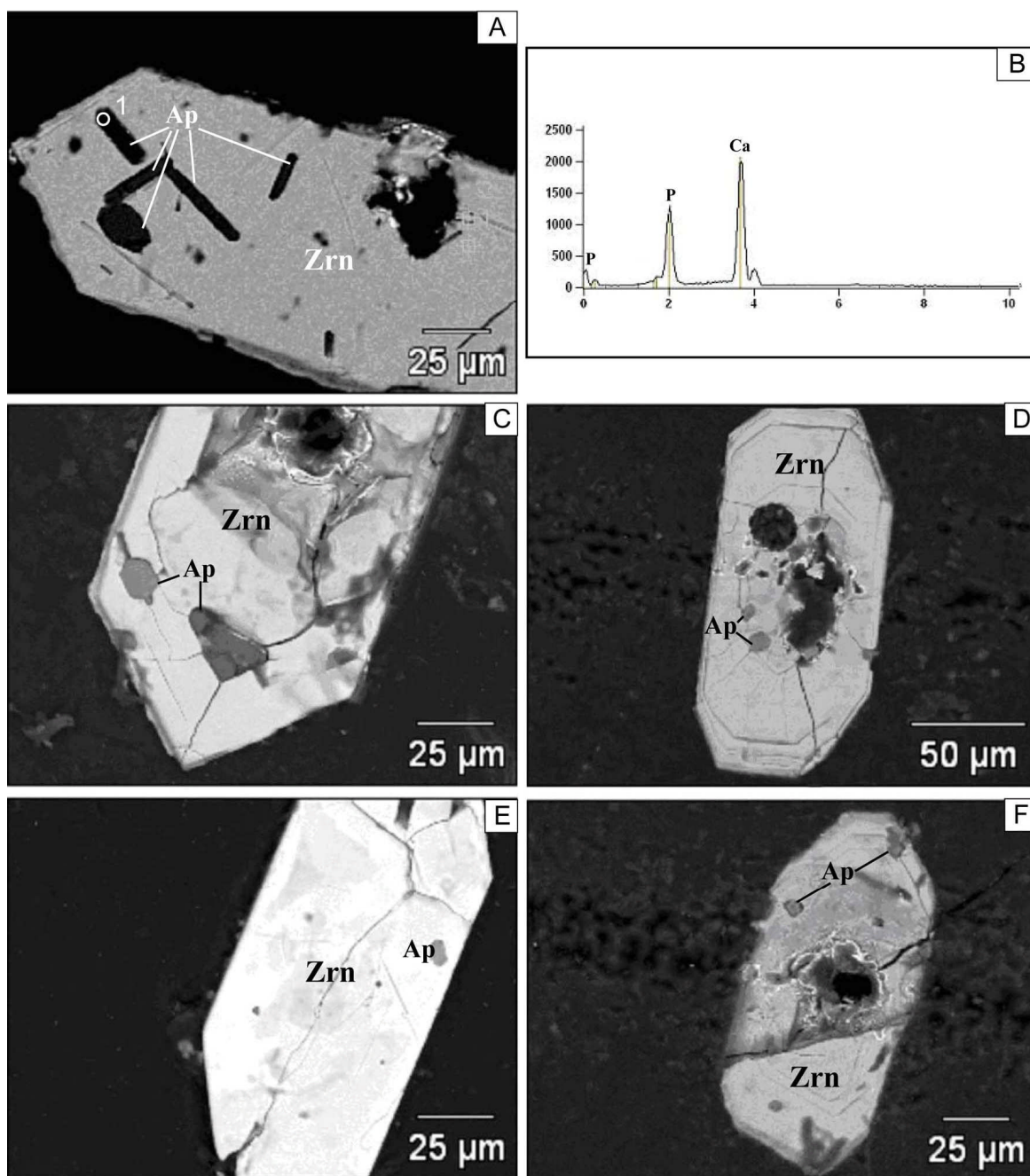


Figure 14. Zircon (Zrn) grains from the Lavras do Sul Shoshonitic Association: A - BSE image of grains of zircon from granodiorite (GD) which shows euhedral form and apatite (Ap) inclusions; B - EDS spectrum of apatite inclusion in the (A) granodiorite zircon; C - BSE image of zircon from the hypabissal quartz monzonite (HQM), with compositional zoning and apatite inclusions in the borders; D - BSE image of zircon from the rhyolite (RD) with compositional zoning and apatite inclusions around the nucleus; E - BSE image of zircon from the leucodiorite (LT) with apatite inclusions; F - BSE image of zircon from the Tapera Monzonite (TMZ) with compositional zoning and apatite inclusions in the border.

Table 5– Petrographic characteristics of the LSSA grains of zircon.

Sample	Habits	Size (mm)	Inclusion type	Inclusions habits	Inclusions size ( $\mu\text{m}$ )
LT	euhedral	0.14 - 0.3	apatite	euhedral	2 - 7
TMZ	euhedral	0.1 - 0.22	apatite	subhedral	2 - 5
HQM	euhedral to subhedral	0.1 - 0.3	apatite	euhedral to subhedral	5 - 10
RD	euhedral to subhedral	0.08 - 0.12	apatite	subhedral	3 - 7
GD	euhedral	0.25 - 0.56	apatite	euhedral	4 - 40

### 1.3 TRACE ELEMENTS CONTENTS IN ZIRCON

Except for the rhyolite and hypabissal quartz monzonite samples, where grains of zircon are phenocrysts, all other studied samples are of plutonic rocks, therefore, the trace element contents of grains of zircon are partially equilibrated with the magmatic liquid at the moment of their crystallization. Hence, their trace element contents will depend upon the order of crystallization, and the trace element partition ratio mineral/rock can be strongly deviated from those predicted with basis on mineral/melt partition coefficient. Mineralogical and textural evidences should be considered in order to estimate how much the mineral/rock partition ratio will approach the mineral/melt partition coefficient.

Rb, Sr and Ba are too large ions to be accepted in the zircon structure, so in spite off the relatively high concentrations of these elements in the studied rocks, grains of zircon show small average contents, particularly of Rb (6-8 ppm). Sr and Ba show a tendency for increasing in the granodiorite zircon, like all studied trace elements, except U and Th (Fig. 15). Nb contents in the LSSA zircons vary from 3 to 6 ppm, except for zircons from granodiorite (GD) where contents of 74 ppm are observed (Tab. 6). Ta follows the same trend however, the Nb/Ta ratios show higher values in the GD zircons. As observed by Linnen & Keppler (1997) Nb is generally more concentrated than Ta by accessory phases of granitoids. That is in agreement with the observed in the LSSA, where Nb is relatively enriched in the granodiorite zircon, even when compared to zircon from the rhyolite.

Nb/U ratios show higher values in the granodiorite zircons (0.04-0.16), whilst in the other rocks this ratio is lower than  $< 0.02$ . Nb/Th in the granodiorite

zircon is higher (0.15-0.50) than in zircons from other LSSA rocks where these values are lower than 0.05. Nb/Lu and Nb/La ratios show a similar behaviour, with ratios higher than 0.5 in the granodiorite zircons, and lower than 0.5 in other zircons.

It seems that zircon from acid plutonic rocks, due to the slower crystallization rate concentrate Nb particularly at the late stages when Nb, because of its incompatible behavior, is strongly enriched in the liquid, even in relation to REE. Additionally, the lower rate of crystallization favours the action of mechanisms such as coupled substitution ( $Y, REE^{+3} + Nb, Ta^{+5} > 2 Zr^{+4}$ ) as suggested by Hoskin & Schaltegger (2003).

Th/U ratios in zircon from the granodiorite (0.32) are slightly lower than those of other rocks in the LSSA with values close to 0.5. The observed values are like those reported for magmatic zircon by Belousova et al. 2002. The Th/U ratios of whole-rocks are about 3, i.e. about six times higher than those of their zircon, which indicate the preference of zircon structure for U.

Y/Nb in zircon from the granodiorite shows values around 25 whilst in zircon from other rocks in LSSA it is more than 10 times higher. The observed values are similar to those reported by Griffin et al (2002) for zircon from granitic and monzonitic rocks.

Y/Ho ratio shows very constant values (29-34) in all studied zircon and their host rocks, which is in agreement with the remarkable geochemical similarity of these elements.

The patterns of Th, U, Y, Hf, Nb, and Ta in zircons from LSSA normalized against C1-chondrite values are similar to those described by Griffin et al. (2002) in the of early crystallized zircons from Pingtan Complex in China, a bimodal magmatic association of late- to post-collisional settings. For Nb and Ta in zircons from the LSSA granodiorite, however, the calculated values are higher than those referred by Griffin et al. (2002) for early crystallized grains, but, are comparable to those of later crystallization.



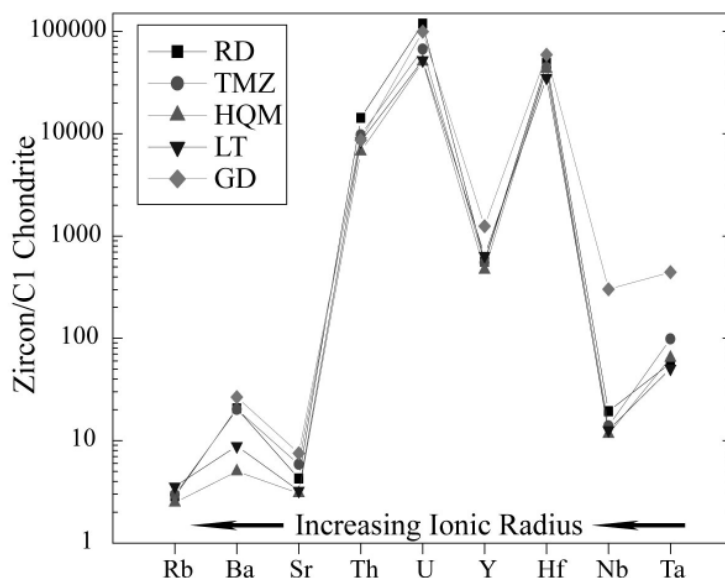


Figure 15- Average of trace elements contents in zircon from LSSA normalized against the C1-chondrite. RD – rhyolite; TMZ – Tapera Monzonite, HQM – hypabissal quartz monzonite; LT – leucodiorite; GD – granodiorite.

Table 6 – Trace elements contents (ppm) in zircon from Lavras do Sul Shoshonitic Association.

Label	GD (n=24)		RD (n=7)		TMZ (n=10)		HQM (n=13)		LT (n=8)	
	average	stdev	average	stdev	average	stdev	average	stdev	average	stdev
Rb			6.63	4.47	6.86	4.30	5.76	3.88	8.28	6.79
Sr	55	11	31	24	43	49	22	34	24	21
Ba	64	46	50	44	49	75	12	11	21	16
La	37	43	46	25	61	49	58	58	78	68
Ce	145	120	321	258	208	159	219	229	323	334
Pr	24	14	27	17	35	35	23	25	36	35
Nd	77	66	239	180	185	165	145	162	275	321
Sm	57	20	47	36	40	54	31	33	56	57
Eu	8.16	3.57	12.54	9.11	10.49	13.52	4.82	5.33	11.30	11.92
Gd	72	27	51	35	45	47	36	23	60	39
Tb	17	7	12	9	11	7	8	3	13	7
Dy	214	85	92	67	89	49	70	26	113	53
Ho	70	26	26	14	29	13	25	8	35	16
Er	258	87	96	49	117	44	105	36	139	59
Tm	52	16	20	9	27	8	23	7	28	11
Yb	435	89	182	95	256	88	230	80	261	106
Lu	71	14	32	18	46	11	41	13	45	16
Nb	75	16	5	2	3	1	3	2	3	2
Hf	11832	2041	9806	1916	8847	885	8599	1396	7054	749
Ta	6.24	2.07	0.80	0.39	1.38	1.05	0.90	0.36	0.71	0.24
Th	251	56	415	346	282	99	195	97	245	160
U	795	205	952	380	536	171	404	238	419	179
Y	1962	569	883	489	864	367	736	254	1012	405
Nb/U	0.10	0.04	0.006	0.003	0.007	0.002	0.008	0.005	0.008	0.003
Nb/Th	0.31	0.09	0.021	0.017	0.013	0.005	0.017	0.013	0.015	0.008
Nb/Lu	1.09	0.30	0.21	0.16	0.08	0.02	0.07	0.05	0.07	0.04
Nb/La	4.64	4.55	0.15	0.12	0.18	0.34	0.15	0.21	0.09	0.10
Th/U	0.32	0.06	0.43	0.29	0.54	0.14	0.51	0.12	0.59	0.23
Y/Nb	27.85	11.17	188.50	58.54	277.97	176.58	359.84	251.43	374.72	153.69
Y/Ho	30.81	9.99	34.19	5.46	30.09	3.77	30.07	3.77	29.08	4.07

The large range observed for most trace elements in zircon, as well as the preservation of frequent fine-scale chemical zoning and isotope signatures of inherited cores are ascribed by most authors to the very slow diffusion rates observed in experimental studies (Cherniak et al. 1997). The large variation of trace elements concentrations for grains from the same rock is generally observed for magmatic zircon, which in general present compositional zoning with very contrasting contents mainly of heavy elements, such as U, Th, and REE (Nemchin & Pidgeon 1997). Fowler et al. (2002) explained the small-scale oscillatory zoning in zircon grains as “the result of a non-linear feedback process wherein the crystal growth modified the adjacent melt, which in turn affected the crystal composition”. Although, that seems quite reasonable for elements with high  $K_d$ s, such as HREE, it does not suit for LREE with  $K_d$ s close to 1. The large variation of trace elements in zircon is ascribed in some cases to under-microscopic inclusions (Hoskin & Ireland 2000) frequently of apatite, thorite, coffinite, xenotime, among others. Exsolution of elements that form solid solution with Zr silicate at high temperature, such as Th, U, Hf, Y (Geisler et al. 2007) can be another cause of the strong compositional gradients in zircons.

### 1.3.1 REE contents

The chondrite-normalized REE patterns of zircon from monzonites, cumulatic leucodiorite, rhyolite and granodiorite from Lavras do Sul Shoshonitic Association show strong HREE enrichment, as expected from the high mineral/liquid partition coefficient of these elements in zircon (Fig.16).

The large range of REE contents in zircons from LSSA plutonic rocks are explained too by the order of crystallization, so that, when allanite and/or apatite are early-crystallized phases, the later zircon grains show lower REE concentrations. The average contents of LREE are much higher (Table 6) than those referred by Barbey et al (1995) for the crustally derived peraluminous leucocratic Manaslu granite, in the Himalaya collisional setting, and comparable to those referred by Griffin et al (2002) for the Pingtan and Tonglu complexes. Chondrite normalized REE patterns for the LSSA rocks show enrichment of LREE and depletion of HREE in relation to early crystallized zircons from Pingtan and Tonglu.

The grains of zircon show a weak positive Ce anomaly varying from 1.27 to 1.9 in chondrite normalised REE patterns, and  $La_N/Ce_N$  ratios are generally around 0.6, which is typical for magmatic zircon (Hinton and Upton 1991).  $Ce^{+IV}$  is more soluble in zircon than the trivalent form, since it replaces more easily the

tetravalent Zr (Hanchar and Westrenen, 2007), so that, in spite of the low abundance of  $Ce^{+IV}$  in magmatic rocks, the positive Ce anomalies are very frequent. Magmatic zircon found in rocks from moon, where extremely low  $O_2$  fugacity prevails, does not show Ce anomalies (Hinton & Upton 1991, Thomas et al. 2002). Positive Ce anomalies are not observed also in zircon from pegmatites and from granites associated to migmatites (Cornell & Hegardt, 2003).

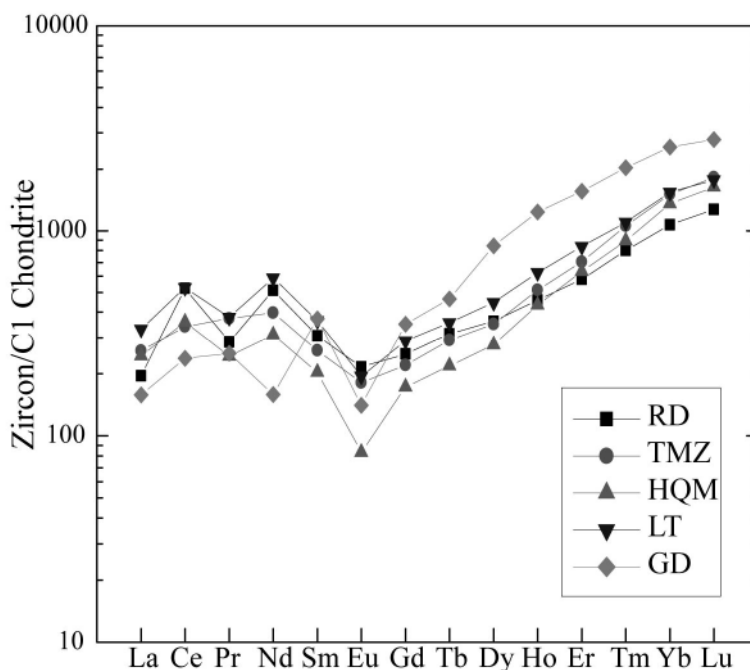


Figure 16- Average REE contents in zircon from LSSA normalized against the C1-chondrite. RD – rhyolite; TMZ – Tapera Monzonite, HQM – hypabissal quartz monzonite; LT – leucodiorite; GD – granodiorite.

Negative Eu-anomalies are more prominent when zircon is crystallized from a liquid depleted in Eu by earlier crystallization of feldspars, which is observed in zircons from the granodiorite and hypabissal quartz monzonite from LSSA. In the rhyolite and Tapera monzonite zircons these anomalies are lacking, and this is ascribed to the early crystallization of zircon.

The sum of REE contents ( $\sum ETR$ ) in zircons from LSSA varies from 1,000 a 1,500ppm, which are close to the usual values referred for igneous zircons (Hoskin & Schaltegger 2003).

#### 1.4 PARTITION COEFFICIENTS FOR TRACES ELEMENTS IN ZIRCONS FROM LSSA

Partition coefficients mineral/melt for trace elements in zircon (Kds) have been referred by Mahood & Hildreth (1983), Fujimaki (1986), Sano et al. (2002), Thomas et al. (2002), Hanchar & Westrenen (2007) among other authors (Table 7). LREE are admitted in the structure of magmatic zircons, but in amounts lower than those of the liquid from where they crystallized, whilst for the HREE Kds can reach values close to 1,000. HFS elements show Kds, frequently much higher than 1, whilst LILE have Kds lower than 1, as expected from their large ionic ratio, low charge and high electronegativity.

The zircon/melt ratios for trace elements in the LSSA, calculated based on the compositions of rock-samples from where zircon grains were obtained, are within the ranges referred by Fujimaki (1986), and are higher than those presented by Thomas et al. (2002) and Sano et al. (2002), but lower than those reported by Mahood & Hildreth (1983) for high-silica rhyolites.

The zircon/melt ratios calculated in the LSSA show a general slight increase in the more differentiated rocks (Fig. 17), which has been generally attributed to increasing polymerization of more silicic magmas and a consequent reduction of octahedral sites in the liquid.

Zircon/melt partition values for Nb and Ta are higher in the granodiorite zircon (3.73 and 3.67, respectively), while in the other rocks it varies in the range 0.23-0.43 to Nb and 0.76 to 2.29 to Ta (Fig. 18a). These ratios suggest that, in relation to Nb, Ta was preferred in the zircon structure or it was more incompatible with the other crystallizing phases.

The apparent rise of Nb zircon/melt ratios in the granodiorite is probably due to the increase of Nb in relation to Zr content during the magmatic crystallization, which favours coupled substitutions such as  $(Y,REE)^{3+} + (Nb,Ta)^{5+} = 2 Zr^{4+}$  as suggested by Hoskin & Schaltegger (2003). In the rhyolite the Nb zircon/melt coefficient is close to the estimated Kds, which is probably caused by its fast crystallization and the precocious precipitation of zircon.

Rb, Sr, and Ba show low values for the zircon/melt coefficient (0,01 a 0,07) for the LSSA rocks. These values are close to those determined by Thomas et al. (2002). Sr and Ba show zircon/melt ratios increasing with differentiation (Fig.18b). The

particular behaviour of these elements in the HQM I probably caused by cummulative feldspars, which also cause a Eu- positive anomaly in the whole-rock REE pattern.

Table 7 – Partition Coefficients for trace elements from LSSA compared to Kds from #1- Sano et al. (2002), 2#- Fujimaki (1986), 3#- Thomas et al. (2002), 4#- Mahood & Hildreth (1983).

	GD	RD	TMZ	HQM	LT	#1	#2	#3	#4
La	1.01	1.04	1.17	1.78	1.32	<0.0001	1.00-5.00	0.02-0.26	7-26
Ce	2.24	4.08	2.28	3.76	2.83	0.36	1.00-5.00	0.61-2.06	10-23
Pr	3.41	2.94	3.65	3.58	2.96	0.017			
Nd	2.76	7.48	5.75	6.54	5.94	0.077		0.11-1.58	4.6-22
Sm	10.83	8.68	7.79	7.98	6.90	0.80	2.00-5.00	0.75-11.61	11-18
Eu	9.60	9.50	7.55	3.60	5.60	1.22			20-12
Gd	18.16	14.66	13.71	14.21	9.96	8.00	7.00		
Tb	29.01	29.34	27.34	27.32	18.21				
Dy	69.08	61.20	49.32	54.13	32.00	46.00	30-70	12.37-72.98	108-95
Ho	105.86	130.00	96.86	123.04	58.33	80.00			
Er	161.14	192.01	166.68	209.04	83.54	136.00		13.07-74.99	
Tm	215.36	292.06	245.08	454.43	109.65				
Yb	289.69	363.06	365.27	575.78	163.62	277.00	100-600	13.04-96.72	564-490
Lu	353.73	460.78	462.09	691.23	193.5	325.00	180-700		648-635
Y	93.45	126.09	86.44	122.71	59.18			2.39-191	50
Ta	3.67	0.80	2.29	1.50	0.76				40-55
Nb	3.73	0.430	0.429	0.410	0.230			204-312	0.6
U	172.78	134.05	141.12	96.12	81.41				298-383
Th	17.93	23.69	20.31	16.78	16.62				62-91
Ba	0.061	0.033	0.025	0.005	0.010			0.003-0.005	0.25
Sr	0.071	0.033	0.028	0.020	0.025			0.014-0.043	
Rb		0.063	0.072	0.043	0.070			0.004-0.008	

Th contents are from 16.62 to 23.69 times higher in zircon than in their host rocks whilst for U the zircon/rocks ratios vary from 81.41 to 172.78. That can be interpreted as reflecting the preference of zircon structure for U or its higher incompatibility with the other crystallizing phases. According to Pfeiffert et al (1994) although U can be strongly partitioned in a large variety of early crystallizing minerals in granitic magmas such as zircon, apatite, monazite, titanite, uraninite, and uranophane the most felsic members of granitic associations are generally enriched in uranium.

Y shows very high partition coefficients in zircon ( $K_d$  zircon/rocks = 59.18-126.09), particularly in those from the rhyolite. Since the rhyolite grains of zircon are early-crystallized and therefore must reflect the approximate contents of the parental magma.

The leucodiorite have some cumulated zircon grains, hence the content of Zr, HREE, Y and Hf can not be used as representing the contents in magmatic liquids. Consequently the calculated zircon/whole-rock partition coefficients for the leucodiorites are lower than the expected mineral/melt partition coefficients.

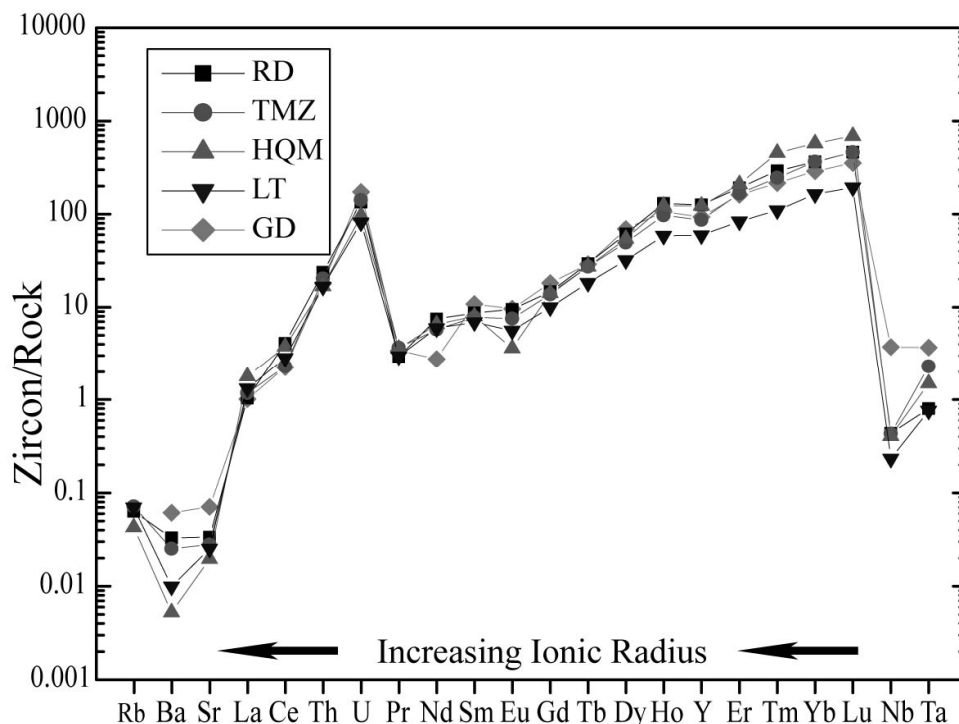


Figure 17– Mineral/rock ratios for trace elements in the LSSA. Elements are ordered according decreasing ionic ratio, values after Krauskopft (1979). RD – rhyolite; TMZ – Tapera Monzonite, HQM – hypabissal quartz monzonite; LT – leucodiorite; GD – granodiorite.

Most trace elements, exception for Y, show similar zircon/rock partition ratios in rhyolites and plutonic less differentiated rocks, which is interpreted as an indication that zircon was an early crystallized phase in all rocks and its trace-element composition was not re-equilibrated during the crystallization progress. That is not the case of grains of zircon from granodiorite, where a significant increase of partition ratios for most elements, exception for Y, is observed.

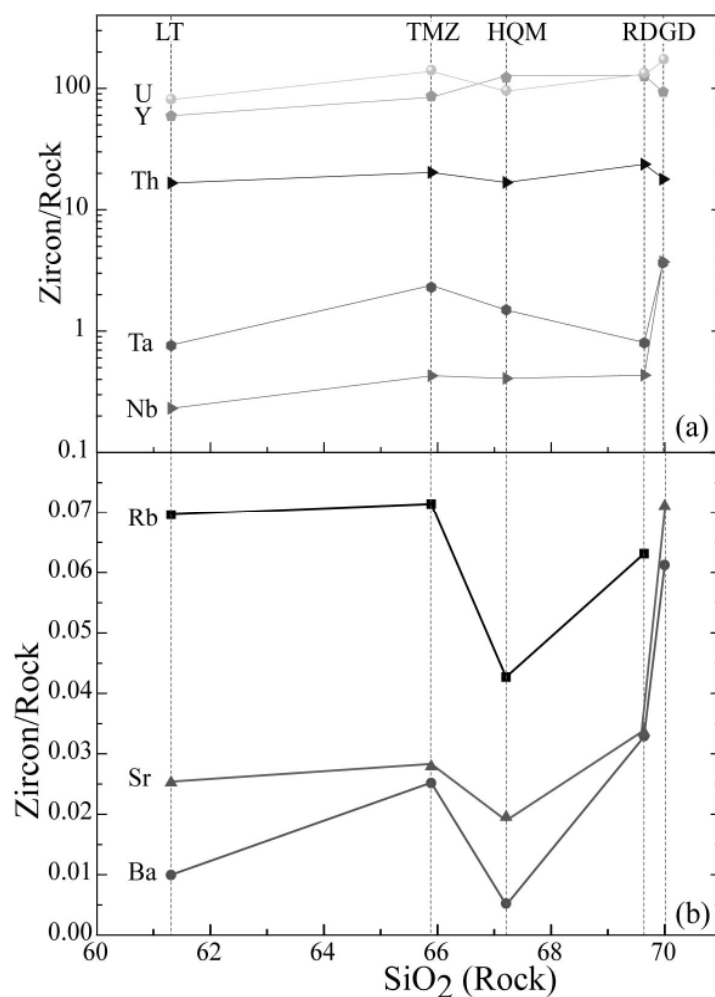


Figure 18– Mineral/rock ratios for HFSE (a) and LILE (b) versus SiO<sub>2</sub> (wt.%). RD– rhyolite; TMZ – Tapera Monzonite, HQM – hypabissal quartz monzonite; LT – leucodiorite; GD– granodiorite.

## 1.5 FINAL CONSIDERATIONS

The concentration of trace elements in zircons from LSSA are within the intervals predicted from partition coefficient data, in spite of the large variation of contents in grains from the same sample. Thus, the trace element contents, including REE, in zircons from the LSSA reflect the composition of the magmas from where they crystallized and so, their contents in zircons should be useful for provenance studies. The large range of trace element contents in zircons from the same rock is a difficulty to be carefully handled.

From the obtained data it is possible to propose that zircons from rocks of shoshonitic affinity have chondrite normalized patterns plotting generally in the field displayed in figure 15. They are clearly discriminated from those of zircons from

peraluminous granitoids, typically produced by crustal melting, which have much lower LREE contents and lack Ce positive anomalies.

In spite of their variability, the REE contents of zircons from rocks of shoshonitic affinity have characteristic patterns. However, their use as a tool for sedimentary provenance studies is made difficult by the frequent undermicroscopic inclusions of REE-rich minerals, such as allanite, apatite, and xenotime.

Zircons from the LSSA have high contents of LILE (Ba, Sr, and Rb) when compared to magmatic zircons from other rocks as those referred by Thomas et al. (2002). These high contents reflect the concentrations typical of shoshonitic magmas, hence, that can be used as an indicator for provenance studies. The spidergrams represented in Figure 6 are here suggested as typical of zircons from rocks of shoshonitic affinity.

Zircon/melt partition coefficient calculated for plutonic rocks are to be carefully considered since they are affected by several factors, such as, the position of zircon in the sequence of crystallization, the concomitant precipitation of phases that can modify the concentration of trace elements nearby the crystallizing zircon and, the increasing fugacity of volatiles that can form stable complexes with trace elements, changing their availability in the liquid. In spite of these severe constraints the zircon/melt partition coefficients calculated for the LSSA rocks are coherent with those referred by most authors: they are similar to those of Fujimaki (1986), are higher than those discussed by Sano et al. (2002) and Thomas et al. (2002), and are lower than those estimated by Mahood & Hildreth (1983) for high-lilica rhyolites.

## **1.6 Acknowledgments**

This research was supported by CNPq (National Council of Research and Technological Development, Brazil) through PRONEX N° 04/0825-3, Universal funding programs, and the productivity grant conceded to the second author.



## 1.7 REFERENCES

- BARBEY, P., ALLÉ, P., BROUAND, M., ALBARÈDE, F. (1995): Rare-earth patterns in zircon from the Manaslu granite and Tibetan Slab migmatites (Himalaya): insights in the origin and evolution of crustally-derived granite magma. *Chem. Geol.* **125**, 1-17.
- BARROS, C.E., NARDI, L.V.S., DILLENBURG, S.R., AYUP, R., JARVIS, K., BAITELLI, R. (2007): Detrital minerals of modern beach sediments in southern Brazil: a provenance study based on chemistry of zircon. *Submitted to Journal of Coastal Research in December/2006*.
- BELOUSOVA, E.A.; GRIFFIN, W.L.; O'REILLY, S.Y. AND FISHER, N.I. (2002): Igneous zircon: trace element composition as an indicator on source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.* **143**, 602-622.
- CHERNIAK D.J., HANCHAR, J.M., WATSON, E.B. (1997): Rare-earth diffusion in zircon. *Chem. Geol.* **134**, 289-301.
- COCHERIE, A., ROSSI, PH., FANNING, C.M., GUERROT, C. (2005): Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). *Lithos* **82**, 185-219.
- CORNELL, D.H. & HEGARDT, E. A. (2003): No more blind dates with zircon. *Geophys. Res. Abstr., European Geophys. Soc.* **5**, 2524.
- FOWLER, A., PROKOPH, A., STERN, R., DUPUIS, C. (2002): Organization of oscillatory zoning in zircon: analysis, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta* **66**, 311-328.
- FUJIMAKI, H. (1986): Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite and liquid. *Contrib. Mineral. Petrol.* **94**, 42-45.
- 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 (207Pb/206Pb e 206Pb/238U). *Rev. Bras. de Geoc.*, **36**(1), 109-124.
- GEISLER, T., SCHALTEGGER, U., TOMASCHEK, F. (2007): Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. *Elements* **3**, 43-50.
- GREEN T.H. (1994): Experimental studies of trace element partitioning applicable to igneous petrogenesis-Sedona 16 years later. *Chem. Geol.* **117**, 1-36
- GRIFFIN, L.L., WANG, X., JACKSON, S.E., PEARSON, N. J., O'REILLY, S.Y., XU, X., ZHOU, X. (2002): Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in situ analysis of Hf isotopes Tonglu and Pingtan Igneous complexes. *Lithos* **61**, 237-269.

- HANCHAR, J.M. & WESTRENEEN, W. (2007): Rare earth element behavior in zircon-melt systems. *Elements* **3**, 37-42.
- HARLEY, S.L. & KELLY, N.M. (2007): Zircon, tiny but timely. *Elements*, **3**, 13-18.
- HEAMAN, L.M.; BOWINS, R.; CROCKET, J. (1990): The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies. *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**, 1597-1607.
- HINTON, R.W. & UPTON, B.G.J. (1991): The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55** (11), 3287-3302.
- HOSKIN, P. W. O., IRELAND, T. R. (2000): Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology* **28** (7), 627-630.
- HOSKIN, P. W. O. & BLACK, L.P. (2000): Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *J. Metamorphic Geol.* **18**, 423-439.
- HOSKIN, P.W.O. & SCHALTEGGER, U. (2003): The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem., Mineral. Soc. Am.* **53**, 27-62.
- KRAUSKOPF, K. (1979): Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill Kogakusha LTD, Stanford. 617p.
- LIMA, E.F. & NARDI, L.V.S. (1998): The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism southernmost Brazil. *J. South Am. Earth Sc.* **11**(1), 67-77.
- LINNEN, R.L. & KEPLER, H. (1997): Columbite solubility in granitic melts: consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the Earth's crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* **128**, 213-227.
- LIZ, J.D., LIMA, E.F., NARDI, L.V.S., HARTMANN, L.A., SOMMER, C.A., GONÇALVES, C. (2004): Aspectos petrográficos, composicionais e potencialidade para mineralizações de ouro e sulfetos do sistema multi-intrusivo da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (RS). *Rev. Bras. Geoc.* **34**(4), 539-552.
- MAHOOD, G. & HILDRETH, W. (1983): Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 11-30.
- NARDI, L.V.S. (1984): *Geochemistry and petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil*. PhD. Thesis, London University, London, England.
- NEMECHIN, A. A. & PIDGEON, R. I. (1997): Evolution of the Darling Range Baholith, Yilgarn Craton, Western Australia: a SHRIMP zircon study. *J. Petrol.* **38**, 625-649.

- O'NEILL H.S.C., EGGINS S.M. (2002): The effect of melt composition on trace element partitioning: an experimental investigation of the activity coefficients of FeO, NiO, CoO, MoO<sub>2</sub> and MoO<sub>3</sub> in silicate melts. *Chem. Geol.* **186**,151–181
- PEIFFERT, C., CUNEY, M., NGUYEN-TRUNG, C. (1994): Uranium in granitic magmas: Part 1. Experimental determination of uranium solubility and fluid-melt partition coefficients in uranium oxide-haplogranite-H<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> system at 720-770<sup>0</sup> C, 2 kbar. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**,2495-2507.
- PUPIN,J.P. (1980): Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.* **73**, 207-220.
- PUPIN,J.P. (2000): Granite genesis related to geodynamics from Hf-Y in zircon. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **91**, 245-256.
- 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.
- RUBATTO, D. & HERMANN,J. (2007): Zircon behaviour in deeply subducted rocks. *Elements* **3**, 31-35.
- RUBATTO, D. (2002): Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.* **184** (1-2), 123-138.
- RUBATTO, D. & HERMANN, J. (2003): Zircon formation during fluid circulation in ecligites (Monviso, Western Alps): Implications for Zr and Hf budget in subduction zones. *Geochim. Cosmochim. Acta* **67** (12), 2173-2187.
- SANOY., TERADA K., FUKUOKA, T. (2002): High mass resolution ion microprobe analysis of rare earth elements in silicate glass, apatite and zircon: lack of matrix dependency. *Chem. Geol.* **184**, 217– 230.
- STURM, R. (2004): Analysis of magmatic crystal growth by backscattered electron imaging. *Microscopy and Analysis* **18** (4), 25-27.
- THOMAS, J.B., BODNAR, R. J., SHIMIZU, N., SINHA, A. K. (2002): Determination of zircon/melt trace element partition coefficients from SIMS analysis of melt inclusions in zircon. *Geochim. Cosmochim. Acta* **66** (16), 2887-2901.
- WATSON,E.B. & HARRISON,T.M. (1983): Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Sc. Letters* **64**, 295-304.

## **CAPÍTULO V – Artigo 3**

# 1. AVALIAÇÃO DE FONTES MAGMÁTICAS DE SÉRIES SHOSHONÍCAS PÓS-COLISIONAIS COM BASE NA NORMALIZAÇÃO PELA ASSOCIAÇÃO SHOSHONÍTICA DE LAVRAS DO SUL – APLICAÇÃO DE *SLIDING NORMALIZATION*

Joaquim Daniel de Liz, Evandro Fernandes de Lima, Lauro Valentim Stoll Nardi

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande  
do Sul – UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500 - Campus do  
Vale, 91501-970, Porto Alegre, RS

e-mail: jdanielliz@yahoo.com.br

**1.1 Resumo** – A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS) está relacionada ao início do magmatismo alcalino pós-colisional do ciclo orogênico Brasileiro no sul do Brasil. Esta foi gerada pela fusão de um manto litosférico metassomatizado por uma subducção prévia. A ASLS representa uma série cogenética que evoluiu por cristalização fracionada, com grande variação em SiO<sub>2</sub>, sendo estas características favoráveis na aplicação da técnica de *sliding normalization*. Esta técnica possibilita a comparação química entre termos ácidos, intermediários e básicos e a avaliação de tipos de fontes magmáticas, ambientes tectônicos e processos geradores. Utilizou-se como fator de normalização os valores obtidos na ASLS para cinco unidades shoshoníticas geradas em ambiente pós-colisional: o Plúton Tismana da Romênia, as rochas vulcânicas do norte do Platô do Tibet, o Domo Tormes da zona Central Ibérica, as rochas intrusivas shoshoníticas do Pós-colisional Svecofenniano no sul da Finlândia e República da Carélia e o Quartzo-monzonito Baranadag da Turquia. Este procedimento estabeleceu a vinculação das fontes geradoras dos magmas dessas associações identificando-se duas tendências geoquímicas distintas. Uma caracterizada pelo enriquecimento em Zr, Nb, TiO<sub>2</sub>, Y e ETR, e outra marcada principalmente pelo aumento dos conteúdos de Rb e K<sub>2</sub>O e pelo decréscimo de Nb. Os aumentos dos conteúdos de Nb expressam razoavelmente a participação de magmas astenosféricos,

enquanto que o enriquecimento em  $K_2O$  e Rb indica assimilação crustal. O diagrama triangular Nb-Rb- $K_2O$  normalizado pela ASLS é proposto para rochas shoshoníticas pós-colisionais, como uma ferramenta na separação de associações que envolveram assimilação crustal daquelas com a adição de magmas astenosféricos.

Palavras-chave: rochas shoshoníticas, pós-colisional, sliding normalization, fontes magmáticas.

**1.2 Abstract** – *INVESTIGATION OF THE MAGMATIC SOURCES OF POST-COLLISIONAL SHOSHONITIC SERIES BASED UPON THE SLIDING NORMALIZATION TECHNIQUE USING THE LAVRAS DO SUL SHOSHONITIC ASSOCIATION AS THE NORMALIZATION PATTERN.* The Lavras do Sul Shoshonitic Association is related to the early stages of post-collisional alkaline magmatism in the Brasiliano Orogenic Cycle in southern Brazil. Their magmas were produced through melting of a lithospheric mantle metasomatized during a previous subduction. The LSSA is composed of co-genetic rocks derived from magmas evolved by fractional crystallization which show a large silica range. These features are quite adequate for interpretations based on the sliding normalization technique, which allows comparing magmas with different degrees of differentiation in order to evaluate and discuss their potential sources, petrogenetic mechanisms and geotectonic settings. The LSSA composition was used as the pattern for normalizing data available in bibliography for the Late Precambrian post-collisional Tismana pluton, the 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield, the monzonitic series from the Variscan Tormes Dome, the post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in northern Tibet, and the Baranadag pluton in Central Anatolia, Turkey. This procedure allowed the identification of two distinct geochemical trends: (i) Zr-Nb-Ti-Y-REE enrichment, and (ii) increasing of Rb- $K_2O$  with concomitant Nb decrease. The former probably reflect the participation of an astenospheric component, whilst the second trend is related to crustal assimilation. The Nb-Rb- $K_2O$  diagram, used for values normalized by this technique, is proposed for discriminating post-collisional shoshonitic associations with different contributions of astenospheric and crustal materials.

Key-words: shoshonitic associations, post-collisional magmatism, sliding normalization, magmatic sources.

### 1.3 INTRODUÇÃO

As pesquisas sobre rochas magmáticas fundamentadas na associação de dados de campo, petrográficos, químicos e experimentais auxiliam na construção de hipóteses que reúnam as características químicas do magmatismo, os aspectos evolutivos e os ambientes de formação. Estas investigações permitiram consolidar os parâmetros referentes as séries magmáticas com base nas características mineralógicas e químicas comuns e estabelecer relações geográfica e temporal entre os diferentes tipos de rochas e os ambientes tectônicos.

Uma das limitações no estudo geoquímico das séries magmáticas é a comparação entre rochas com diferentes graus de diferenciação. Esta dificuldade surge especialmente na modificação dos teores de elementos maiores e traços decorrentes dos processos magmáticos evolutivos, envolvendo principalmente a cristalização fracionada (Wilson 1993). Considerando os teores de  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciação os monzonitos no diagrama TAS de classificação das rochas plutônicas (Middlemost 1994) abrangem um intervalo de 53% até 69%, podendo estes teores ser ainda mais amplos no diagrama R1R2 (De la Roche *et al.* 1980), o que dificulta uma comparação química confiável entre os termos.

Uma proposta para auxiliar na comparação de séries magmáticas foi elaborada por Liégeois *et al.* (1998), denominada de *sliding normalization*. Esta ferramenta auxilia na comparação química de termos ácidos a básicos ressaltando diferenças de fonte e de processos de fracionamento.

A partir da proposta por Liégeois (1998), foram selecionadas amostras da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS) para a aplicação da técnica de *sliding normalization*, com o objetivo de comparar o magmatismo pós-colisional de afinidade shoshonítica dessa região com outros grupos de rochas de mesma afinidade geradas também em ambiente pós-colisional.

## 1.4 SÉRIES SHOSHONÍICAS PÓS-COLISIONAIS

O Pós-colisional é definido como o evento que sucede a colisão (Harris *et al.*, 1986; Liégeois, 1998; Bonin *et al.* 1998), ou seja, o início do Pós-colisional ocorre após o pico do metamorfismo representado pelo último estágio compressional da orogenia. Este período é complexo, sendo marcado por grandes movimentos horizontais de blocos ao longo de grandes zonas de cisalhamento, podendo ocorrer delaminação de litosfera, subducção de pequenas placas oceânicas e geração de rift. O magmatismo no Pós-colisional é representado principalmente pela formação de grandes batólitos com afinidade predominantemente cálcio-alcalina alto-K com rochas shoshoníticas subordinadas (Liégeois, 1998; Harris *et al.*, 1986), podendo ocorrer esporádicos granitóides com afinidade alcalina a peralcalina e peraluminosos.

Estudos petrogenéticos no magmatismo gerado no evento pós-colisional não somente demonstra contrastes nos processos geodinâmicos responsáveis pelo fim do evento colisional e pelo começo do colapso extensional, mas também revela mudanças nas fontes dos magmas relacionadas a esses processos. É típico do magmatismo gerado no evento pós-colisional as assinaturas geoquímicas relacionadas à subducção, apesar dos processos de subducção terem cessado com a colisão continental. As assinaturas relacionadas à subducção são atribuídas ao metassomatismo do manto litosférico por fluidos derivados da placa subductada antes da colisão (Pearce *et al.*, 1990; Turner *et al.*, 1992, 1993, 1996; Platt & England, 1993).

No presente trabalho define-se como rochas da série shoshonítica aquelas que ocupam no diagrama QAPF (Streckeisen 1976) os campos dos gabros, dioritos, monzodioritos, monzonitos, quartzo monzonitos e granitos, ou seus correspondentes vulcânicos, definindo o denominado *trend* latítico (Tauson 1983). Os basaltos possuem fenocristais de olivina, augita-diopsídio e óxidos de Fe e Ti. Os termos intermediários são comumente ricos em plagioclásio. No diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986) elas distribuem-se ao longo dos campos das rochas alcalinas saturadas em sílica, cumprindo no entanto a condição  $(K_2O+2) > Na_2O$  e  $K_2O/Na_2O < 2,0$  e sendo denominadas quando extrusivas traquibasaltos potássicos, shoshonitos e latitos, além dos traquitos e riolitos. De acordo com o critério sugerido por Peacock (1931) elas são álcali-cálcicas e de acordo com os parâmetros de Shand são geralmente metaluminosas. A abundância em Sr, Ba, Rb e outros elementos litófilos de baixo potencial iônico, além de Terras Raras leves (La, Ce, Nd), em relação aos elementos litófilos de elevado potencial iônico (Zr, Ti, P, Nb, Y,



Terras Raras Pesadas) é importante característica das rochas de afinidade shoshonítica. Ressalte-se ainda que a razão  $K_2O/Na_2O$  elevada, é indicativa de afinidade shoshonítica em séries saturadas, apenas para os termos básicos e intermediários; os termos mais diferenciados ( $SiO_2 > 63\%$  em peso) não apresentam enriquecimento relativo em K.

As rochas das séries shoshoníticas ocorrem predominantemente em ambientes de arco magmático continental maduro e pós-colisionais.

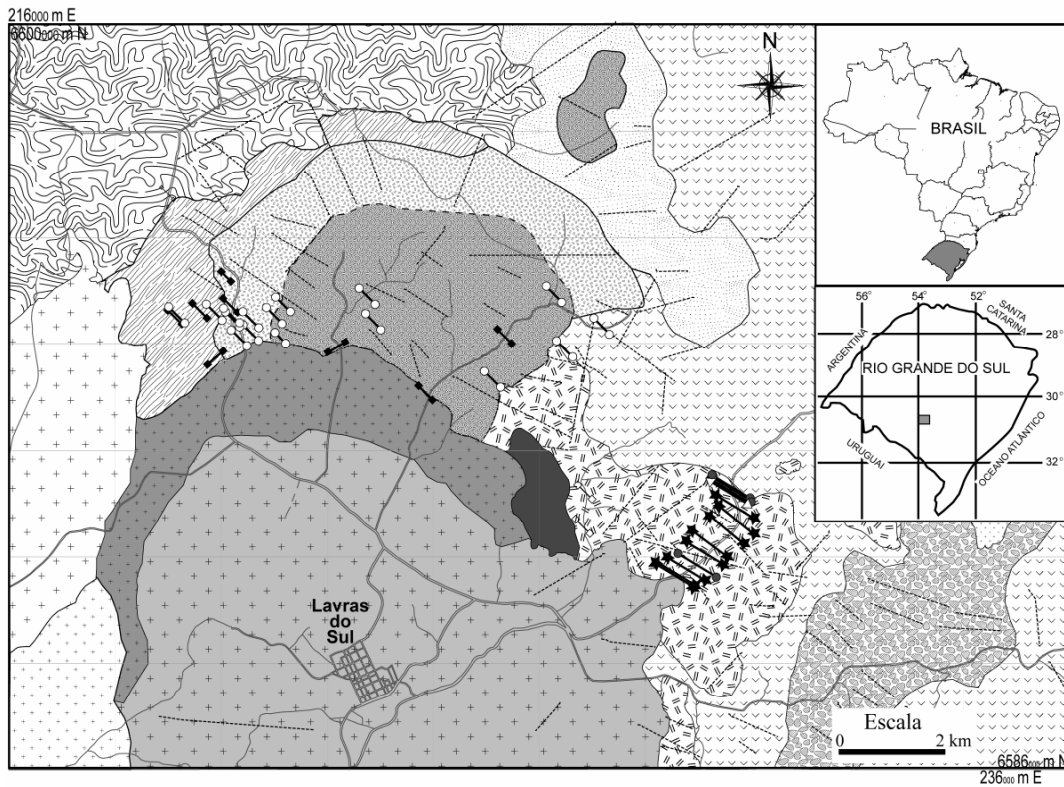
## 1.5 GEOLOGIA DA ASSOCIAÇÃO SHOSHONÍTICA DE LAVRAS DO SUL

O magmatismo neoproterozóico de afinidades shoshonítica e alcalina sódica saturada em sílica, do sul do Brasil é representado por uma sucessão de rochas plutônicas e vulcânicas associadas com seqüências sedimentares que foram depositadas em bacias do tipo *strike-slip*, formadas nos estágios pós-colisionais do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-africano (Sommer *et al.* 2006). A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul localiza-se na porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense, extremo sul do Brasil. Esta associação de idade neoproterozóica está relacionada ao início do magmatismo alcalino do estágio pós-colisional do ciclo orogênico Brasileiro no sul do Brasil.

A ASLS tem como embasamento metagranitóides (Complexo Cambai) e xistos (Metamorfitos Arroio da Porteira) relacionados ao Ciclo Brasileiro, que são parcialmente cobertos por rochas sedimentares da Formação Maricá. Este conjunto foi sobreposto e intrudido por rochas básicas a ácidas da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul - ASLS (Nardi & Lima 1985). Granitos e vulcanitos ácidos e básicos, de afinidade alcalina sódica saturada em sílica (Formação Acampamento Velho), e rochas sedimentares da Formação Santa Bárbara sucedem esta associação (Fig. 19).

A ASLS possui na base traquibasaltos potássicos, sucedidos por quatro ciclos efusivos shoshoníticos, além de depósitos piroclásticos correlatos (Lima 1995). Os corpos intrusivos contemporâneos aos vulcanitos da base são representados pelo Monzodiorito Arroio do Jacques, pelo Monzonito Tapera e pelos granitos do núcleo do Complexo Granítico de Lavras ambos com idades em torno de 600 Ma (Gastal *et al.* 2006). 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 zanação normal e formato de meia-lua e é caracterizado por dioritos e leucodioritos que evoluem, em direção ao

sul, para monzodioritos e monzonitos. Conforme a definição de Nardi (1984), os granitos do núcleo do Complexo Granítico de Lavras compreendem granodioritos a monzogranitos com ferro-edenita e biotita. Corpos ressurgentes hipabissais ( $\approx 587$  Ma, Liz *et al.* 2005.) são as últimas manifestações intrusivas com afinidade shoshonítica e compreendem monzonitos e quartzo monzonitos. Estes corpos seccionam o Monzonito Tapera, o Monzodiorito Arroio do Jacques, os shoshonitos e a borda nordeste do Complexo Granítico de Lavras. Temporalmente vinculados a estes corpos ocorrem os diques riolítico 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.



Sedimentos Quaternários		Lineamentos tectônicos		
Fm. Santa Bárbara		Estradas		
Granito Peralcalino		Contato inferido		
Granito Jaguari		Contato definido		
Associação Shoshonítica de Lavras do Sul	Conglomerado vulcânico			
	Dique de latito	Dique de rocha composta	Dique autoclástico	
	Qzo monzonito hipabissal	Dique de Qzo Monzonito	Dique de riolito	Pertita granito - alcalino
	Vulcânicas	Monzodiorito Arroio do Jacques	Monzonito Tapera d - dioritos, monzodioritos e leucodioritos m-monzonitos	Granito do Núcleo
	Formação Maricá			
	Metamorfitos Arroio da Porteira			
	Complexo Cambaí			

Figura 19 – Mapa geológico da porção norte de Lavras do Sul.

## 1.6 LITOQUÍMICA DA ASLS

A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS) é constituída principalmente por rochas vulcânicas básicas a intermediárias, corpos hipabissais e plutônicos predominantemente monzoníticos além de rochas monzograníticas a granodioríticas (Lima & Nardi 1998). As características geoquímicas dos basaltos, como o caráter saturado em  $\text{SiO}_2$ , baixo  $\text{TiO}_2$ , conteúdo relativamente elevado de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Rb, Ba, Sr e ETRL, razão  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  em torno da unidade e conteúdos moderados de *HFSE* determinam a afinidade shoshonítica destas rochas, bem como a sua vinculação com zonas orogênicas. Modelamentos teóricos, efetuados por Lima (1995) 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 litosférico enriquecido, cerca de 6 a 8 vezes, em ETRL e elementos de grande raio iônico. Gastal & Lafon (2006) destacam que assinatura geoquímica dos termos básicos e intermediários da ASLS revela um enriquecimento de uma fonte mantélica por processos de subducção prévia, no entanto, estes autores sugerem a interação manto/crosta para explicar a diversidade química, especialmente dos traquiandesitos.

O modelamento teórico, efetuado por Lima (1995) indica que os vulcanitos intermediários foram gerados a partir da cristalização de basaltos shoshoníticos, com o fracionamento de olivina+clinopiroxênio. A coerência dos padrões geoquímicos e dos dados de química mineral com o modelo de cristalização fracionada não é compatível com assimilação crustal. Baixas razões iniciais de  $^{87}\text{Sr}/\text{Sr}^{86}$  (em torno de 0,704) e valores de  $\epsilon\text{Nd}$  levemente negativo obtidos nas rochas da ASLS (Soliani Jr 1986, Remus *et al.* 2000, Gastal & Lafon 2006) aliado a ausência de zircões herdados sugerem que os processos de diferenciação desse magmatismo não apresentaram uma participação crustal significativa. 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 shoshoníticas, sendo este processo responsável pela geração de líquidos residuais monzoníticos e pela formação de rochas cumuláticas leucodioríticas, ocorrentes na porção nordeste do Complexo Granítico de Lavras. A cristalização fracionada de associações minerais anidras, 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 conjunto de

dados obtidos para as rochas efusivas e intrusivas é compatível com um modelo evolutivo para a ASLS e para associações shoshoníticas similares, envolvendo inicialmente a cristalização fracionada de fases ferromagnesianas, 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> da linha AP do diagrama QAP até o campo das rochas monzoníticas, onde as composições residuais deslocam-se para o campo das rochas graníticas.

### 1.7 SLIDING NORMALIZATION APLICADO A ASLS

A técnica de *sliding normalization* foi proposta por Liégeois (1998), com base nos dados de litoquímica das séries de Telabit e Yenchichi, para estabelecer uma comparação geoquímica entre rochas com diferentes estágios de diferenciação pertencentes a séries magmáticas distintas. A técnica de *sliding normalization* minimiza os efeitos da diferenciação magmática permitindo que os conteúdos de elementos maiores e traços sejam comparados independentemente do grau de diferenciação das fusões que os originaram. Foi aplicada na ASLS tendo-se em conta que essa representa uma associação de rochas com grande variação de SiO<sub>2</sub>, representando em geral rochas co-genéticas, com evolução dominada por cristalização fracionada, formando *trends* compatíveis com o de líquidos co-magmáticos. As amostras selecionadas da ASLS apresentam uma variação de 51,2% a 72,05 % de SiO<sub>2</sub>, conforme consta na tabela 8, e os dados de química destes litotipos foram utilizados na construção dos gráficos para os diferentes elementos químicos. A variação para cada elemento em relação ao índice de diferenciação é descrita por uma regressão polinomial de segunda ordem, com  $y = ax^2 + bx + c$ , onde  $y$  = teor do elemento a ser determinado e  $x$  = conteúdo de SiO<sub>2</sub> da amostra, sendo  $a$ ,  $b$  e  $c$  os coeficientes (Fig. 20; Tab. 9). Portanto, o conjunto de fórmulas permite estabelecer os teores dos elementos da ASLS para cada intervalo de SiO<sub>2</sub>.

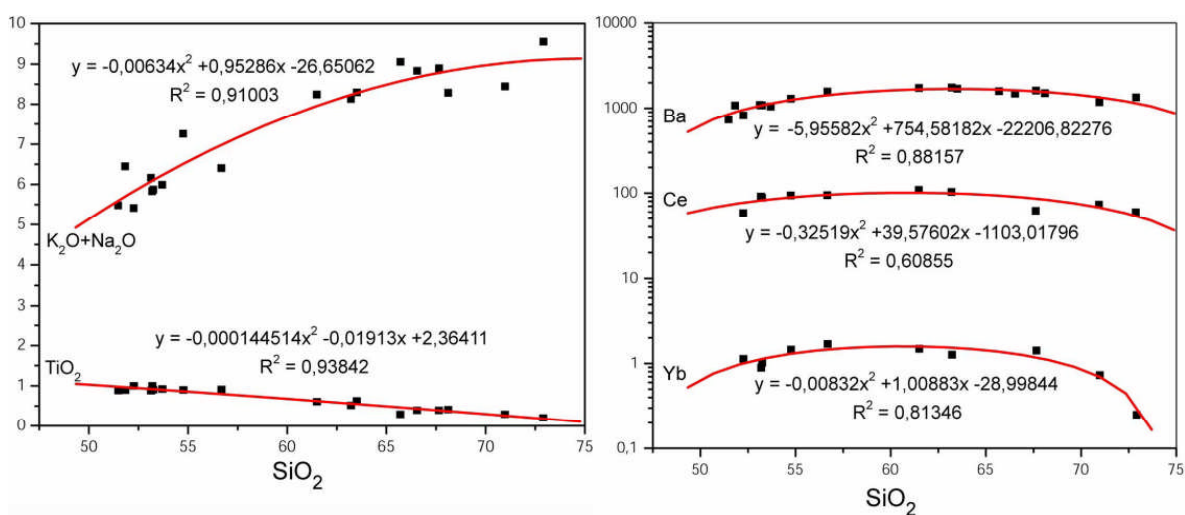
Um diagrama multi-elementos normalizados pela ASLS (Fig. 21) foi construído para comparar a ASLS com outras associações shoshoníticas de ambiente pós-colisional. A utilização deste diagrama permite obter uma gama de informações sobre as rochas, partindo da simples comparação entre os teores dos elementos químicos

até a avaliação de tipos de fontes magmáticas, ambientes tectônicos e processos geradores.

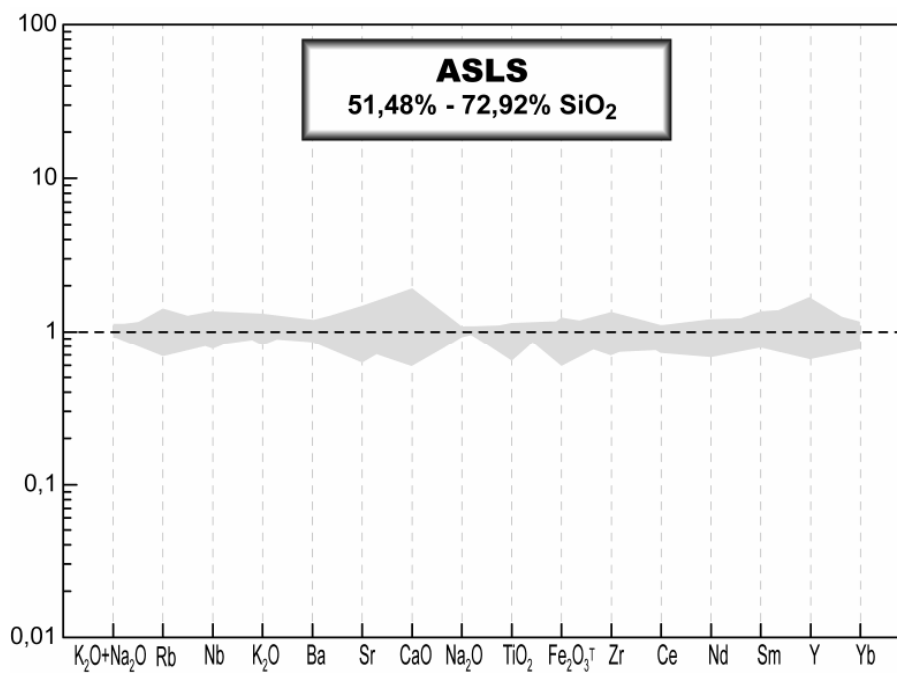
A figura 21 ilustra na faixa cinza as variações dos teores da ASLS em relação ao modelo matemático construído, tornando o campo de comparação mais representativo.

Alguns aspectos devem ser considerados quando utilizamos este diagrama:

- 1° - os dados químicos de rocha devem ser recalculados em base anidra;
- 2° - deve-se utilizar rochas com teores de  $\text{SiO}_2$  entre 52% e 72%;
- 3° - e rochas com perdas ao fogo superiores a 5% ou com efeitos cumuláticos devem ser evitadas.



**Figura 20** – Exemplos de regressão polinomial de segunda ordem utilizando alguns elementos químicos das rochas da ASLS.



**Figura 21** – Diagrama multi-elementos de normalização da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS).

**Tabela 8** – Análise química das amostras selecionadas da ASLS.

	LS-01	LS-02	LS-03	LS-04	LS-05	LS-06	LS-07	LS-08	LS-09	LS-10	LS-11	LS-12	LS-13	LS-14	LS-15	LS-16	LS-17	LS-18
SiO <sub>2</sub> (%peso)	51,20	51,26	51,30	51,70	52,00	52,00	52,00	53,60	54,90	60,05	61,64	62,02	63,30	64,30	65,5	66,01	70,35	72,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,05	14,2	11,43	14,50	14,25	13,97	14,50	18,60	17,90	16,99	16,94	15,20	14,72	14,81	14,67	15,01	14,9	14,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	9,44	7,5	8,77	9,77	9,31	7,74	8,47	7,55	6,53	5,42	4,74	5,20	5,43	4,43	4,1	4,205	2,67	1,18
MnO	0,12	0,16	0,15	0,14	0,10	0,13	0,15	0,07	0,17	0,10	0,09	0,10	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,024
MgO	12,97	9,17	13,00	8,80	8,20	9,22	8,20	3,20	2,80	1,79	1,51	2,91	0,70	1,50	1,4	1,8	0,64	0,45
CaO	7,02	7,19	7,00	7,20	7,00	6,88	7,36	6,50	7,10	4,31	3,88	3,19	3,01	2,50	2	1,23	1,63	0,76
Na <sub>2</sub> O	3,67	3,73	3,50	3,86	3,70	3,80	3,77	4,20	4,00	4,62	4,74	4,32	4,70	4,53	4,31	4,18	4,42	5,03
K <sub>2</sub> O	1,78	1,92	1,81	2,57	2,00	2,00	2,26	2,90	2,20	3,43	3,19	3,78	4,02	4,00	4,3	3,85	3,95	4,41
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,89	1,00	0,91	1,00	0,91	0,88	0,90	0,90	0,61	0,52	0,63	0,30	0,40	0,40	0,42	0,31	0,219
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,25	0,20	0,30	0,20	0,18	0,28	0,36	0,35	0,33	0,25	0,30	0,10	0,10	0,10	0,16	0,20	0,12
LOI	1,30	3,00	2,41	1,20	2,00	2,74	2,70	2,30	2,70	0,93	1,12	2,02	3,00	3,00	3,00	3,00	0,86	1,18
Total	100,75	99,27	100,57	100,95	99,76	99,57	100,57	100,20	99,50	98,57	98,62	99,67	99,34	99,62	99,82	99,905	99,97	99,98
Ba (ppm)	732	1085	820	1080	1085	1050	1100	1300	1576	1740	1759	1705	1593	1490	1621	1510	1181	1348
Rb	49	60	40	62	60	58	60	72	81	101	92	85	80	76	85	90	178	129
Sr	439	740	410	730	710	700	720	1270	1166	1245	1368	1058	953	940	805	728	748	794
Nb	n.a.	16	13	n.a.	14	14	n.a.	22	21	16	13	12	15	n.a.	n.a.	15	14	11
Zr	164	190	145	202	280	160	224	287	280	175	164	240	243	237	236	225	192	135
Y	n.a.	15,00	18,00	n.a.	25,00	16,00	n.a.	20,00	25,00	16,01	12,00	13,00	10,00	n.a.	n.a.	13,00	23,00	9,00
Ce	n.a.	88,07	58,27	n.a.	91,05	n.a.	n.a.	94,02	94,73	109,30	103,14	n.a.	n.a.	n.a.	61,89	n.a.	73,40	59,61
Nd	n.a.	37,32	29,00	n.a.	40,81	n.a.	n.a.	44,10	43,10	45,09	39,50	n.a.	n.a.	n.a.	25,09	n.a.	32,00	20,81
Sm	n.a.	6,67	5,60	n.a.	7,20	n.a.	n.a.	6,85	10,53	7,75	6,71	n.a.	n.a.	n.a.	4,86	n.a.	5,58	3,32
Yb	n.a.	1,02	1,13	n.a.	0,89	n.a.	n.a.	1,45	1,69	1,49	1,26	n.a.	n.a.	n.a.	1,42	n.a.	0,73	0,25



**Tabela 9** – Coeficientes das curvas polinomiais de segunda ordem da ASLS ( $y = ax^2 + bx + c$ , onde  $y$  = ao teor do elemento a ser determinado e  $x = \text{SiO}_2$  em base anidra).

Elemento	a	b	c
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	-0,00634	0,95286	-26,65062
Rb	0,15184	-15,10309	432,65577
Nb	-0,02084	2,397	-52,59662
K <sub>2</sub> O	-0,0033	0,52891	-16,5876
Ba	-5,95582	754,58182	-22206,82276
Sr	-5,14005	637,62983	-18626,49585
CaO	-0,0015	-0,15258	19,50014
Na <sub>2</sub> O	-0,00304	0,42395	-10,06303
TiO <sub>2</sub>	-1,45E-04	-0,01913	2,36411
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	-0,00141	-0,15701	20,95745
Zr	-0,56629	68,74705	-1847,07795
Ce	-0,32519	39,57602	-1103,01796
Nd	-0,12182	14,50044	-389,01648
Sm	-0,02585	3,07463	-83,48242
Y	0,01931	-2,73624	110,57016
Yb	-0,00832	1,00883	-28,99844

## 1.8 GEOLOGIA DE UNIDADES SHOSHONÍICAS GERADAS EM PÓS-COLISIONAL

Na comparação da química das rochas da ASLS, para estabelecer a vinculação das fontes geradoras dos magmas e os processos de cristalização fracionada, foram selecionadas cinco unidades shoshoníticas geradas em ambiente pós-colisional (Fig. 22), sendo elas: o Plúton Tismana na Romênia, as rochas vulcânicas do norte do Platô do Tibet, o Domo Tormes na zona Central Ibérica (Espanha/Portugal), as rochas intrusivas shoshoníticas do Pós-colisional Svecofenniano no sul da Finlândia e República da Carélia e o Quartzo-monzonito Baranadag da Turquia. A escolha dessas unidades deve-se a representatividade de cada associação de rochas com afinidade shoshonítica, de acordo com os critérios adotados neste artigo: foram geradas em

ambiente pós-colisional e possuem análises químicas com os elementos químicos necessários para a aplicação da técnica. Os dados utilizados constam na tabela 9.

O **Plúton Tismana** representa um corpo plutônico formado por um conjunto de rochas de afinidade shoshonítica que faz parte do embasamento Pré-cambriano das napes Alpina Danubiana da Romênia. Este corpo, com idade de  $567 \pm 3$  Ma, foi gerado no pós-colisional Pan-Africano, sem influência de zonas transcorrentes, e representa uma série shoshonítica contínua de 50% até 75% de  $\text{SiO}_2$  com monzogabros, monzonitos, quartzo-monzonitos, quartzo-monzodioritos, quartzo-sienitos, monzogranitos e granodioritos.

Duchesne *et al.* (1998), com base nos dados isotópicos de  $\text{Sr}_i < 0,7049$  e um  $\epsilon\text{Nd} > +0,5$ , sugerem que as rochas do Plúton Tismana foram formadas principalmente por cristalização fracionada com pouca contaminação crustal e sugerem duas possíveis fontes para as rochas: fusão de manto litosférico ou fusão de crosta inferior máfica, sendo que, em ambos os casos precisam ser enriquecidas em  $\text{K}_2\text{O}$  e elementos associados. Este processo de enriquecimento deve estar relacionado aos processos de subducção durante a Orogenia Pan-africana (Duchesne *et al.* 1998).

### **Rochas Vulcânicas do Norte do Platô do Tibet (Kunlun)**

O Platô do Tibete, o Himalaia e as Cordilheiras de Karakoram são produtos da colisão da Índia com a margem meridional da Eurásia durante os últimos 50 Ma (Miller *et al.* 1999). Molnar *et al.* (1993) sugeriram que o início do pós-colisional no norte do Platô do Tibet ocorreu em torno de 8 Ma e é representado pelo magmatismo basáltico potássico, sendo interpretado como o resultado da transferência rápida de calor para a porção média da litosfera causada pela remoção da base da litosfera.

As rochas efusivas de afinidade shoshonítica que ocorrem na localidade de Kulun, porção norte do Platô do Tibet, possuem idade em torno de 5 Ma e ocupam no diagrama TAS o campo dos latitos (Williams *et al.* 2004).

Dados isotópicos iniciais de  $\epsilon\text{Nd}$  (-5,0 a -5,8) e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,707892 a 0,708179) aliados a assinatura dos elementos maiores sugerem uma derivação de manto litosférico subcontinental enriquecido por metassomatismo relacionado a subducção (Williams *et al.* 2004). Estes autores não apresentam dados que sugiram relações direta destes litotipos com zonas de cisalhamento.

Um modelamento com base em elementos-traço efetuado por Williams *et al.* (2004) sugeriu que as rochas vulcânicas do norte do Platô do Tibete foram formadas a partir de 3% a 4% de fusão parcial de um flogopita peridotito.

O **Domo Tormes** localiza-se no Cinturão Ibérico Variscan na zona Central Ibérica que abrange a Espanha e Portugal. Este domo é formado por dois cinturões: Ifanes-Sayago e Vitigudino (López-Plaza *et al.* 1999) que compreendem os Plútons Pereruela e Vitigudino, respectivamente. Esses plútons são relacionados a zonas de cisalhamento de baixo ângulo, sendo constituídos por uma associação de rochas com afinidade shoshonítica com monzodioritos, monzonitos, quartzo monzonitos e monzogranitos (López-Plaza *et al.* 1999). A idade de 320 Ma obtida em um biotita granito do Cinturão Ifanes-Sayago é a única referência geocronológica do Domo Tormes, sendo esta a idade mínima para os plútons Pereruela e Vitigudino, assumindo que relações de campo demonstram que são precedentes (López-Moro & López-Plaza 2003).

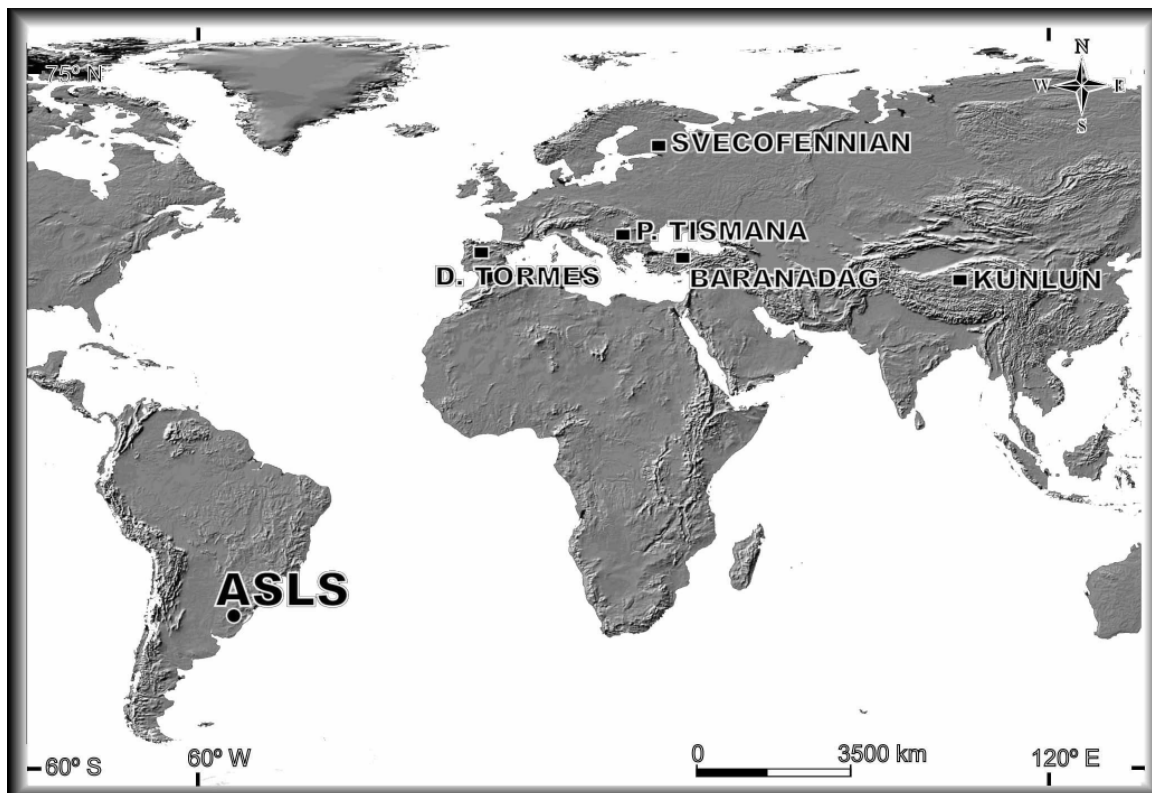
Dados isotópicos de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (-2,9 a -5,5),  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  (0,707079 a 0,707849) e  $\delta^{18}\text{O}$  (+ 8,4% a +9,0%) para o Plúton Pereruela e  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (-3,5 a -6,5),  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,707035 a 0,711751) e  $\delta^{18}\text{O}$  (+9,8 a +11,1) para o Plúton Vitigudino aliado a um modelamento com assimilação combinada à cristalização fracionada (AFC) usando elementos maiores e traço sugerem que diferentes contaminantes crustais participaram na geração dos dois plútons: um gnaiss granulítico no Plúton Pereruela e um metapelítico no Plúton Vitigudino (López-Moro e López-Plaza 2003). Conforme estes autores, os Plútons Pereruela e Vitigudino foram formados a partir de um evento de *slab break-off* tardi-orogênico com subsequente extensão pós-colisional, que gerou a fusão parcial de um protólito híbrido, correspondendo a uma mistura de peridotito, anfíbolito e metapelito próximo ao limite crosta/manto.

O **magmatismo pós-colisional Svecofenniano** é marcado por rochas intrusivas de afinidade shoshonítica que ocorrem em um cinturão com extensão em torno de 600 km, com *trend* E-W, abrangendo desde as ilhas Aland (Finlândia) até a República da Carélia (Rússia) no norte da Europa. Estas rochas com idades entre 1857 Ma e 1770 Ma posicionaram-se 30 a 50 Ma após o pico do metamorfismo representado pelo último estágio compressional da orogenia Svecofenniana (Eklund *et al.* 1998). As rochas intrusivas formam uma série shoshonítica com  $\text{SiO}_2$  formando um range de 32%

até 78%. Dados preliminares de isótopos  $\epsilon\text{Nd} \approx +0,5$  nas intrusões do Åva e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  0,7031 a 0,7047 nas intrusões do Elisenvaara aliados a dados de geoquímica sugerem que as rochas intrusivas shoshoníticas do Pós-colisional Svecofenniano foram geradas por fusão de manto litosférico afetado por metassomatismo com evolução por cristalização fracionada sem significativa contaminação crustal (Eklund *et al.* 1998).

O **Quartzo-monzonito Baranadag** ocorre na porção oeste do Complexo Cristalino Central Anatolian, ao norte da Província de Kirsehir na Turquia. Esta rocha de afinidade shoshonítica (segundo a definição adotada neste artigo) possui idade de  $74 \pm 2,8$  Ma e representa uma das últimas manifestações magmáticas do final do Pós-colisional da Orogenia Alpina na Turquia (Köksal *et al.* 2004).

Ilbeyli *et al.* (2004) sugere com base em dados isotópicos iniciais de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,70804) e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0,51227) que o magma que gerou o Quartzo-monzonito Baranadag se formou por fusão de manto litosférico subcontinental enriquecido com subsequente contaminação crustal combinado com cristalização fracionada.



**Figura 22** – Mapa de localização das rochas shoshoníticas geradas em ambiente Pós-colisional utilizadas neste estudo.

**Tabela 9** – Análise química das amostras das unidades: Domo Tormes (DT), Plúton Tismana (PT), Kunlun (KN), Baranadag (BG) e Svecofennian (SF).

Amostra	PER-B	POR-15	PER-A	POR-14	POR-14B	POR-106	POR-109	SV9	SV10	SV15	SV16	SV18	SV20	T-504	T-1029	T-R17	T-51
Unidade	D. T.	D. T.	D. T.	D. T.	D. T.	D. T.	D. T.	SF	SF	SF	SF	SF	SF	P.T.	P.T.	P.T.	P.T.
Referências	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3
SiO <sub>2</sub> (%peso)	54,22	57,95	58,16	63,85	70,68	52,78	66,75	51,57	65,06	51,13	67,08	56,27	71,45	51,3	51,49	52,07	57,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,18	17,51	16,15	16,94	15,97	17,05	17,09	15,4	14,82	14,75	15,3	14,7	13,75	17	17,94	16,39	16,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,91	5,17	4,88	3,57	0,04	0,68	0,19	9,65	4,98	10,2	3,15	8,33	2,69	8,62	9,38	11,41	8,07
MnO	0,06	0,06	0,05	0,03	0,02	0,11	0,02	0,09	0,04	0,14	0,05	0,13	0,03	0,14	0,16	0,19	0,11
MgO	4,58	3,45	3,77	1,86	0,57	5,46	0,78	3,04	1,27	4,43	1,16	4,21	0,8	5,69	4,61	3,34	2,85
CaO	5,45	4,25	4,33	2,46	1,33	6,54	1,35	6,15	2,6	6,74	2,15	5,57	1,18	6,6	5,73	5,43	4,19
Na <sub>2</sub> O	3,39	3,26	3,64	3,17	3,12	2,8	3,15	3,56	3,22	3,09	3,42	3,09	2,48	2,11	3,02	2,43	2,58
K <sub>2</sub> O	5,22	5,5	5,29	6,06	6,48	5,2	7,57	2,87	4,24	2,98	5,68	3,39	6,23	2,88	3,52	4,24	4,56
TiO <sub>2</sub>	0,49	0,87	0,4	0,6	0,18	1,18	0,34	2,62	1,1	2,16	0,72	1,66	0,38	1,7	1,25	1,8	1,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,88	0,9	0,98	0,52	0,21	0,62	0,34	1,33	0,5	1,6	0,21	1,09	0,1	0,54	0,6	1,03	0,49
LOI	1,09	0,1	1,79	0,5	0,55	1,76	0,82	0,77	0,71	0,88	0,65	n.a.	n.a.	2,73	1,98	1,46	1,25
Total	98,47	98,96	99,45	99,55	100,15	99,03	99,67	97,05	98,54	98,1	99,57	98,44	99,09	99,31	99,68	99,79	99,56
Ba (ppm)	2500	2776	2100	1623	1957	2905	1111	3233	2222	4010	4423	2528	1853	1182	1478	2014	1522
Rb	150	174,8	160	232,7	180	207	254	99	161	50	103	82	160	167	143	151	153
Sr	n.a.	1596	n.a.	697	670	1116	366	2179	893	2152	1232	1307	554	835	1281	744	545
Nb	18	28,1	22	12,4	4,6	10	6,2	53	33	30	32	29	36	52	53	92	57
Zr	n.a.	380	n.a.	282	112	241	132	700	512	397	536	403	276	305	265	519	517
Y	n.a.	27,5	n.a.	16,1	5,1	23,5	9,5	34	15	39	42	35	28	36	25	46	43
Ce	246	369,5	300	119,4	49,06	328	106,8	498	275	342	335	281	253	116	150	266	162
Nd	104	142,1	121	47,02	17,59	133,4	38,97	192	89	133	125	108	80	49	58	119	75
Sm	15	18,52	16	8,24	2,75	18,57	6,79	26,6	11,6	18,9	16,8	15,9	10,3	8,4	8,4	17,9	14
Yb	2	2,21	2	1,32	0,51	1,81	0,69	1,57	0,74	2,84	3,55	n.a.	2,48	2,41	2,23	3,88	3,53

n.a. – elemento não analisado;

Referências: 1 - López-Moro e López-Plaza (2003); 2 - Eklund *et al.* (1998); 3 - Duchesne *et al.* (1998); 4 - Köksal *et al.* (2004); 5 - Ilbeyli *et al.* (2004); 6 - Williams *et al.* (2004).

**Tabela 9 – (Continuação)**

Amostra	T-926	T-R27	T-1316	T-1264	T-1313	T-1265	T-53	T-927	T-1256	T-1266	BR-a	BR-b	BR-c	Br-d	BR-e	BR-f	N26
Unidade	P.T.	P.T.	P.T.	P.T.	P.T.	P.T.	P.T.	P.T.	P.T.	P.T.	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BG
Referências	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4	4	4	5
SiO <sub>2</sub> (%peso)	53,19	54,91	58,79	59,64	61,81	63,77	69,64	67,14	68,16	70,01	59,50	59,60	59,90	59,03	58,04	59,67	58,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,24	16,21	15,37	15,48	15,41	14,22	14,04	15,13	14,57	14,38	17	17,2	17,4	17,3	17,2	17,3	17,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,43	9,86	8,39	7,87	6,77	6,02	3,05	3,78	4,06	3,56	5,07	5,18	4,8	5,01	5,45	4,98	5,42
MnO	0,16	0,16	0,13	0,11	0,08	0,08	0,04	0,07	0,04	0,03	0,1	0,1	0,1	0,11	0,11	0,1	0,13
MgO	2,76	2,71	2,57	2,11	1,87	1,61	1,11	1,08	1,07	0,48	1,63	1,72	1,57	1,58	1,82	1,54	1,85
CaO	5,17	4,52	4,22	3,77	3,47	3,04	1,56	1,93	2,15	1,52	4,76	5,03	4,87	4,87	5,59	4,87	5,95
Na <sub>2</sub> O	2,65	2,91	2,73	2,73	2,42	2,46	2,87	2,57	2,41	2,64	3,5	3,63	3,62	3,47	3,46	3,49	3,73
K <sub>2</sub> O	3,93	4,35	3,46	4,42	4,74	4,71	5,22	6,63	5,42	5,46	6,02	5,7	6	6,59	5,84	6,35	5,52
TiO <sub>2</sub>	1,94	1,56	1,56	1,4	1,17	1,11	0,65	0,64	0,7	0,56	0,53	0,55	0,51	0,52	0,56	0,53	0,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,01	0,79	0,48	0,48	0,41	0,36	0,2	0,23	0,35	0,2	0,23	0,26	0,25	0,29	0,28	0,24	0,24
LOI	1,67	1,55	1,73	1,62	1,48	1,72	1,25	0,98	0,96	1,19	1,2	0,6	0,6	0,6	0,8	0,8	0,58
Total	99,15	99,53	99,43	99,63	99,63	99,1	99,63	100,18	99,9	100,03	99,7	99,7	99,7	99,8	99,7	99,9	99,48
Ba (ppm)	2074	1864	1187	1676	1496	1539	1522	1586	1462	773	1080	1050	1090	1130	1290	1110	933
Rb	122	153	131	152	165	141	158	167	158	229	245	232	233	210	205	233	193
Sr	628	561	595	571	447	516	510	475	391	231	970	964	952	964	1070	1010	911
Nb	102	70	51	59	62	47	28	39	35	43	21,00	23,00	22,00	19,00	23,00	24,00	26,00
Zr	472	442	336	545	554	560	376	364	402	336	251	254	219	216	256	275	277
Y	60	43	29	37	44	25	16	23	19	21	27	28	28	23	29	29	36
Ce	198	227	129	154	178	153	321	109	115	158	129	134	134	118	157	151	157,48
Nd	97	90	54	73	81	61	103	46	45	62	54	55	55	49	61	57	60,12
Sm	16	14,4	9,4	11,7	14,2	8,9	11,3	7,7	6,6	9,3	9,2	9	9,3	8,2	10,6	9,5	9,9
Yb	4,96	3,89	2,82	3	3,57	2,35	1,23	2,15	1,67	1,59	2,2	2,3	2,4	2,1	2,5	2,5	2,64

n.a. – elemento não analisado;

Referências: 1- López-Moro e López-Plaza (2003); 2 - Eklund *et al.* (1998); 3 - Duchesne *et al.* (1998); 4 - Köksal *et al.*(2004); 5 - Ilbeyli *et al.*(2004); 6 - Williams *et al.* (2004).

**Tabela 9 – (Continuação)**

Amostra	N304	N19	N18	N303	N15	N16	K9024-NC	K9026-NC	K9027-NC	K9028-NC	K9029-NC	K9031-NC	K9032-NC	K9038-NC	K9039-NC
Unidade	BG	BG	BG	BG	BG	BG	KN	KN	KN	KN	KN	KN	KN	KN	KN
Referências	5	5	5	5	5	5	6	6	6	6	6	6	6	6	6
SiO <sub>2</sub> (%peso)	58,52	60,93	61,33	61,85	62,07	62,62	57,70	58,00	57,90	56,90	57,40	57,30	58,30	57,20	58,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,47	17,39	17,35	18,26	17,43	17,77	15,70	16,00	16,10	15,60	15,90	15,60	15,90	16,20	16,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,16	4,81	4,59	3,49	3,97	4,25	7,20	6,80	6,90	6,60	6,80	7,00	7,30	6,10	7,70
MnO	0,12	0,12	0,11	0,09	0,1	0,1	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20	0,00
MgO	1,78	1,74	1,67	1,13	1,2	1,34	3,30	2,80	2,90	2,90	2,80	3,40	2,90	2,60	1,30
CaO	5,56	4,16	4,24	3,58	3,9	3,94	5,80	5,50	5,40	8,00	6,40	6,50	5,10	7,60	5,90
Na <sub>2</sub> O	3,78	3,81	3,88	3,93	3,83	3,79	3,80	4,00	4,00	3,80	4,00	3,70	3,90	3,80	3,90
K <sub>2</sub> O	5,81	5,37	5,33	6,68	5,66	5,39	3,90	4,20	4,10	3,80	4,10	3,90	4,10	3,80	3,80
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,51	0,51	0,39	0,42	0,44	1,60	1,70	1,70	1,60	1,70	1,60	1,60	1,60	1,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,22	0,21	0,14	0,17	0,19	0,90	0,80	0,90	0,80	0,80	0,80	0,80	0,90	0,90
LOI	0,78	0,38	0,65	0,6	0,77	0,41	1,80	0,90	0,80	3,80	1,90	2,00	0,90	3,30	2,30
Total	99	99,06	99,22	99,54	98,75	99,83	101,80	100,80	100,80	103,90	101,90	101,90	100,90	103,30	102,40
Ba (ppm)	959	965	940	1097	899	904	1605,90	1672,90	1609,60	1609,70	1701,00	1731,80	1815,90	1426,70	1576,60
Rb	222	214	215	235	204	204	109,80	116,40	111,30	106,70	126,20	118,40	118,60	93,60	92,60
Sr	920	583	576	566	579	579	981,90	898,70	969,00	967,90	1077,90	1001,40	1057,30	1073,70	1003,30
Nb	24,00	20,00	20,00	20,00	18,00	20,00	40,90	44,90	42,60	40,60	46,60	43,70	43,90	39,20	43,00
Zr	291	257	249	233	219	226	412,20	432,40	426,10	400,70	461,60	440,50	443,80	323,70	341,10
Y	33	34	33	37	33	31	24,10	24,00	23,40	23,00	24,60	24,80	25,60	23,40	25,70
Ce	135,35	136,62	120,81	120,58	111,19	123,5	214,30	231,30	224,50	204,80	225,10	229,10	235,20	163,70	177,80
Nd	57,65	52,37	47,59	48,46	44,12	47,94	84,40	90,40	87,60	81,00	88,30	90,70	89,90	70,50	76,30
Sm	9,53	8,69	7,75	8,03	6,91	8,02	11,80	12,80	12,20	11,30	12,40	12,80	13,20	10,40	11,40
Yb	2,71	2,43	2,29	2,49	2,36	2,41	1,70	1,70	1,70	1,60	1,70	1,80	1,80	1,70	1,90

n.a. – elemento não analisado;

Referências: 1- López-Moro e López-Plaza (2003); 2 - Eklund *et al.* (1998); 3 - Duchesne *et al.* (1998); 4 - Köksal *et al.*(2004); 5 - Ilbeyli *et al.* (2004); 6 - Williams *et al.* (2004).

## 1.9 COMPARAÇÃO DA ASLS COM OUTRAS UNIDADES DO MUNDO

O campo definido para a ASLS utilizando *sliding normalization* representa uma associação de rochas shoshoníticas típica de um ambiente pós-colisional, sem influência das principais zonas de deformação transcorrentes do Escudo Sul-Rio-Grandense. Os dados disponíveis para ASLS sugerem que os padrões geoquímicos estão relacionados a fontes mantélicas modificadas pelo metassomatismo relacionado a uma subducção anterior sem a participação de fontes crustais. Esta condição permite comparar os padrões geoquímicos de outras associações de rochas normalizadas pela Associação Shoshonítica de Lavras do Sul. Este procedimento permite avaliar tipos de fontes magmáticas, ambientes tectônicos e processos geradores. Esta normalização permitiu identificar as seguintes feições:

- **Domo Tormes:** os padrões geoquímicos (Fig. 23a) indicam um enriquecimento de Rb e  $K_2O$ , com razões  $K_2O/Na_2O$  mais elevadas e empobrecimento de Nb e  $Na_2O$  e uma maior variabilidade nos teores de Sr,  $Fe_2O_3^T$ ,  $TiO_2$  e ETRL. Estas feições podem ser atribuídas a contaminação crustal dos magmas aliado ao fracionamento de fases acessórias, tais como apatita e alanita (AFC). Esta contaminação é admitida por López-Moro & López-Plaza (2003) que sugerem a assimilação de um componente metapelítico e de gnaisses granulíticos na geração do Domo Tormes. Dados isotópicos obtidos por esses autores na amostra POR-109 (Plúton Vitigudino) indicam valores de  $Sr/Sr_{(i)}$  0,711751,  $\epsilon Nd$  -6,5 e  $\delta^{18}O$  +9,8 a +11,1 que corroboram esta hipótese. O Domo de caráter sin-tectônica posicionou-se em zonas de cisalhamento de baixo ângulo, ambiente tectônico este que pode ter facilitado processos de contaminação crustal. Bitencourt & Nardi (2000) observaram que os granitóides posicionados sincronicamente em cinturões de cisalhamento pós-colisionais no sul do Brasil mostram-se mais contaminados que seus correspondentes posicionados fora destas zonas. As feições geoquímicas indicativas destas contaminações, segundo estes autores, são principalmente uma maior oxidação nos magmas, promovendo o decréscimo dos conteúdos de  $Fe_2O_3^T$  e  $TiO_2$  com a diferenciação, o aumento da proporção de  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$  e a redução nos teores de elementos HFS e ETRP.

- **Plúton Tismana:** a assinatura geoquímica das rochas pode ser atribuída a uma derivação de manto litosférico subcontinental enriquecido por metassomatismo relacionado a subducção prévia, conforme sugerido por Duchesne *et al.* (1998), no entanto o forte enriquecimento em Zr, Nb,  $TiO_2$ , Y e ETR (Fig. 23b) em relação a



ASLS sugere contribuição adicional de material astenosférico ou uma menor taxa de fusão mantélica.

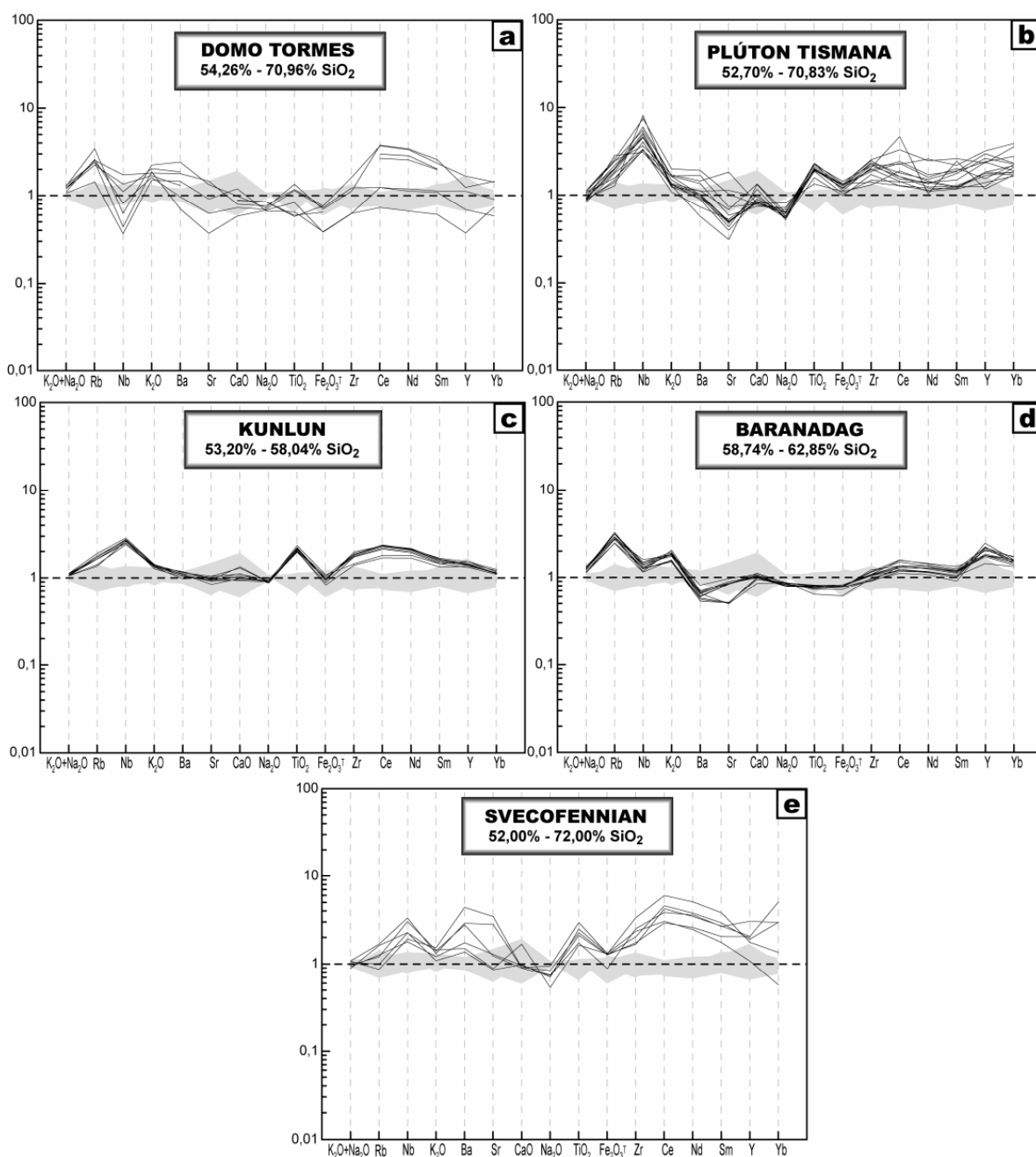
- **Kunlun**: esta associação possui características geoquímicas semelhantes com a associação anterior, que podem ser explicadas pelo efeito do metassomatismo relacionado à subducção prévia, conforme sugerido por Williams *et al.* (2004). O enriquecimento em Zr, Nb, TiO<sub>2</sub>, Y e ETR (Fig. 23c) pode ser explicado pela baixa taxa de fusão (3% a 4%) de um flogopita peridotito (Williams *et al.* 2004) e/ou contribuição adicional de material astenosférico.

- **Quartzo monzonito Baranadag**: as rochas possuem um leve enriquecimento em Rb e K<sub>2</sub>O aliado ao empobrecimento em Ba e Sr (Fig. 23d). Estas feições podem indicar uma pequena contribuição de material crustal nos magmas, conforme sugerido por Ilbeyli *et al.* (2004). A presença de maiores quantidades de flogopita na fonte mantélica poderia determinar as mesmas feições.

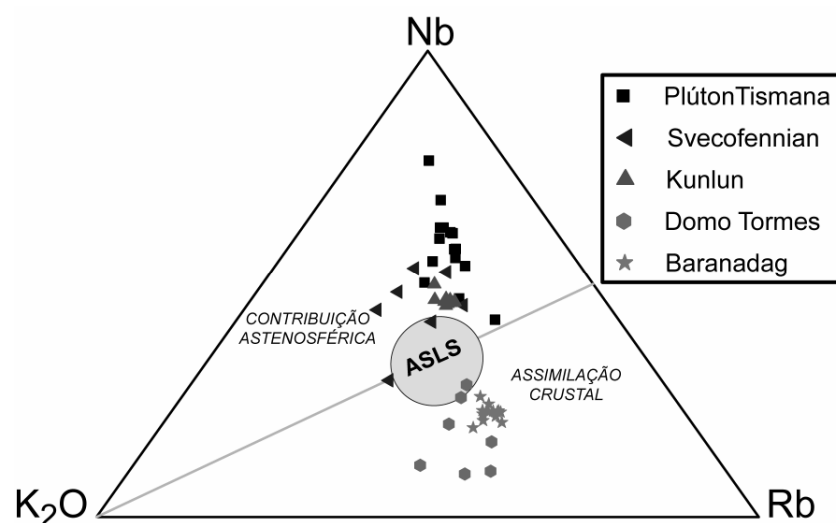
- **Intrusivas do Pós-colisional Svecofenniano do norte da Europa**: nestas rochas destacam-se os elevados teores de Ba, Sr, Nb, Zr, TiO<sub>2</sub>, Y e ETR (Fig. 23e). Este padrão pode ser atribuído ao efeito do metassomatismo relacionado à subducção prévia, conforme sugerido por Eklund *et al.* (1998), associado a uma contribuição adicional de material astenosférico. Os padrões geoquímicos dessas rochas são semelhantes aos obtidos nas rochas de Kulun e Tismana destacando-se os conteúdos elevados de Nb e TiO<sub>2</sub> em relação ao padrão da ASLS. No entanto, o enriquecimento em Ba e Sr pode caracterizar processos geradores do magmatismo shoshonítico próprios de idades arqueanas e paleoproterozóicas. Bitencourt & Nardi (2004) admitiram que granitóides paleoproterozóicos do sul do Brasil, com várias características da série shoshonítica – alto Ba, Sr, moderados teores de HFS e ETR, poderiam representar fusões de crosta máfica, deixando resíduos anfibolíticos, em temperaturas da ordem de 900<sup>0</sup>C, admissíveis apenas para idades muito antigas.

Os padrões geoquímicos das associações shoshoníticas estudadas apontam para duas tendências geoquímicas distintas. Uma caracterizada pelo enriquecimento em Zr, Nb, TiO<sub>2</sub>, Y e ETR, distinta de outra, que é caracterizada pelo aumento dos conteúdos de Rb e K<sub>2</sub>O, das razões K<sub>2</sub>O/ Na<sub>2</sub>O, pelo decréscimo de Nb e uma maior variabilidade ou redução nos teores de Sr, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>, Na<sub>2</sub>O e TiO<sub>2</sub>. Estes padrões geoquímicos são interpretados como decorrentes de uma litosfera modificada por subducção com contribuição de magmas astenosféricos ou com assimilação de materiais crustais respectivamente. Constatou-se que os aumentos dos conteúdos de Nb expressam

razoavelmente a participação de magmas astenosféricos, enquanto que o enriquecimento em  $K_2O$  e Rb indica assimilação crustal. O diagrama triangular Nb-Rb- $K_2O$  (Fig. 24) ilustra a distribuição das diferentes associações shoshoníticas em relação a ASLS, separando o Plúton Tismana, Kunlun e intrusivas do Pós-colisional Svecofenniano, cuja origem envolveu contribuição astenosférica, das amostras que apresentam contribuição crustal, representadas pelo Domo Tormes e Quartzo monzonito Baranadag.



**Figura 23** – Diagrama multi-elementos das unidades: Domo Tormes, Plúton Tismana, Kunlun, Baranadag e Svecofennian normalizados pela ASLS.



**Figura 24** – Diagrama triangular Nb-Rb-K<sub>2</sub>O para identificar a contribuição astenosférica *versus* assimilação crustal nas associações shoshoníticas pós-colisionais estudadas. Os valores de Nb, Rb e K<sub>2</sub>O das amostras foram normalizados pela ASLS. O círculo em cinza mostra a distribuição das amostras da ASLS.

## 1.10 CONCLUSÕES

O uso da técnica de *sliding normalization* tem como vantagem a minimização dos efeitos da diferenciação quando comparamos rochas com diferentes graus de diferenciação. Sua aplicação permitiu construir um padrão de normalização com as amostras da ASLS, tendo em vista que esta associação é típica de um ambiente pós-colisional, com ampla variação composicional gerada por cristalização fracionada, derivada de uma fonte litosférica metassomatizada por uma subducção prévia, sem a participação efetiva de assimilação crustal. As demais associações shoshoníticas utilizadas na comparação com a ASLS são também pós-colisionais e derivadas, de acordo com os respectivos autores, da fusão de manto metassomatizado com variável contaminação pela crosta.

Os padrões geoquímicos obtidos com a normalização pela ASLS nas séries escolhidas apresentaram assinaturas que podem ser separadas em um grupo com enriquecimento em Zr, Nb, TiO<sub>2</sub>, Y e ETR, e outro com enriquecimento em Rb e K<sub>2</sub>O, com razões K<sub>2</sub>O/ Na<sub>2</sub>O mais elevadas e uma maior variabilidade ou redução nos teores

de Sr,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ . Os padrões geoquímicos observados no primeiro grupo são interpretados como a combinação de uma fonte litosférica metassomatizada por subducção prévia, combinada com a adição de magmas astenosféricos. No segundo grupo admite-se também uma fonte litosférica semelhante, porém com assimilação de materiais crustais e sem evidências de contribuição astenosférica.

Na investigação das diferentes associações shoshoníticas, o diagrama triangular Nb-Rb- $\text{K}_2\text{O}$  indica a participação de magmas astenosféricos, na medida em que as amostras se aproximam do vértice do Nb, enquanto que o enriquecimento em  $\text{K}_2\text{O}$  e Rb indica assimilação crustal. O uso deste diagrama permitiu, portanto, separar o Plúton Tismana, Kunlun e intrusivas do Pós-colisional Svecofenniano, cuja gênese envolveu contribuição astenosférica, das que apresentam contribuição crustal, representadas pelo Domo Tormes e Quartzo monzonito Baranadag.

A similaridade entre os padrões geoquímicos para associações com idades muito diferentes, pode indicar que as fontes envolvidas na geração do magmatismo shoshonítico têm sido aproximadamente uniformes desde o paleoproterozóico, representado neste trabalho pela associação pós-colisional do Svecofenniano do norte europeu. Esta sugestão, no entanto, deve ser melhor investigada a partir da inclusão de outras associações shoshoníticas paleoproterozóicas.

**1.11 Agradecimentos:** os autores expressam seus agradecimentos ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do IG-UFRGS pela infra-estrutura disponibilizada, ao CNPQ pela bolsa de doutorado e de produtividade científica.

## 1.12 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bitencourt M.F., Nardi L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:184-187.
- Bitencourt M.F., Nardi L.V.S. 2004. The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. *Lithos*, 73:1-19.
- Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Buss F., Ferrag S. 1998. Alkalic-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*, 45: 45-70.

- De La Roche H., Laterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using  $R_1R_2$  diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**:183-210.
- Duchesne J.C., Berza T., Liégeois J.P., Auwera J.V. 1998. Shoshonitic liquid line of descent from diorite to granite: the Late Precambrian post-collisional Tismana pluton (South Carpathians, Romania). *Lithos*, **45**:281-303.
- Eklund O., Konopelko D., Rutanen H., Fröjdö S., Shebanov A.D. 1998. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield. *Lithos*, **45**:87-108.
- 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. *Rev. Bras. de Geoc.*, **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 (207Pb/206Pb e 206Pb/238U). *Rev. Bras. de Geoc.*, **36**(1): 109-124.
- Harris N.W.B., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In*: M.P.Coward and A.C.Ries (eds.) *Collision tectonics*. Geological Society of London, Special Paper, **19**:115-158.
- İlbeyli N., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G. 2004. Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey. *Lithos*, **72**:163-182.
- Köksal S., Romer R.L., Göncüoğlu M.C., Toksoy-Köksal F. 2004. Timing of post-collisional H-type to A-type granitic magmatism: U-Pb titanite ages from the Alpine central Anatolian granitoids (Turkey). *Int. J. Earth Sci.*, **93**:974-989.
- 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. *J. Petrol.*, **27**:745-750.
- Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, **45**:1-28.
- Lima E.F. 1995. Petrologia das Rochas Vulcânicas e Hipabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul ASLS, RS. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 338p.
- Lima E.F. & Nardi L.V.S. 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: Implications for Origin and Evolution of Neoproterozoic Shoshonitic Magmatism in Southernmost Brazil. *J. South American Earth Sciences*, **11**: 67-77.
- Liz J.D; Lima E.F.; Nardi L.V.S.; Sommer C.A.; Saldanha D.L.; Pierosan R.; Alexandre F.M. 2005. Caracterização geológica e petrologia das rochas monzoníticas da

Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (RS.). *In: III Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Cabo Frio, Anais, CD-ROOM.*

- López-Moro F.J. & López-Plaza M. 2003. Monzonitic series from the Variscan Tormes Dome (Central Iberian Zone): petrogenetic evolution from monzogabro to granite magmas. *Lithos*, **72**: 19-44.
- López-Plaza M., López-Moro F.J., Gonzalo-Corral J.C., Carnicero A. 1999. Asociaciones de rocas básicas e intermedias de afinidad calcoalcalina y shoshonítica y granitoides relacionados en el Domo Hercínico del Tormes (Salamanca y Zamora). *Bol. Soc. Esp. Mineral*, **22**:211-234.
- Middlemost E.A.K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, **37**: 215-224.
- Miller C., Schuster R., Klotzli U., Mair V., Frank W., Purtscheller F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical, Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *J. Petrol.*, **40**(9): 1399-1424.
- Molnar P., England P., Martinod J. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau, and the Indian Monsoon. *Reviews of Geophysics*, **31**(4): 357-396.
- Nardi L.V.S. 1984. Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brasil. Tese de Doutorado, Universidade de Londres, 268 p.
- Nardi L.V.S. & Lima E.F. 1985. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Rev. Bras. Geol.*, **15**(2):139-146.
- Peacock M.A. 1931. Classification of igneous rock series. *J. Geol.*, **39**: 54-67.
- Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Guner Y., Saroglu F., Yilmaz Y., Moorbath S., Mitchell J.G. 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **44**: 189-229.
- Platt J.P. & England P.C. 1993. Convective removal of lithosphere beneath mountain belts: Thermal and mechanical consequences. *Am. J. Sci.*, **293**: 307-336.
- 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. *Gondw. Res.*, **3**(2):155-174.
- Soliani Jr E., 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 425p.
- Somer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Liz J.D., Waichel B.L. 2006. The evolution of neoproterozoic magmatism in the southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in the post-collision basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **78**: 573-589.

- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, **12**:1-33.
- Tauson L. V. 1983. Geochemistry and metallogeny of the latitic series. *International Geology Review*, **25**:125-135.
- Turner S.P., Foden J.D., Morrison R.S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway ridge, South Australia. *Lithos*, **28**: 151-179.
- Turner S.P., Hawkesworth C., Liu J., Rogers N., Kelley S., Van Calsteren P. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, **364**: 50-53.
- Turner S.P., Arnaud N., Liu J., Rogers N., Hawkesworth C., Harris N., Kelley S., Van Calsteren P., Deng W. 1996. Postcollision shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *J. Petrol.*, **37**: 45–71.
- Williams H.M., Turner S.P., Pearce J.A., Kelley S.P., Harris N.B.W. 2004. Nature of source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modeling. *J. Petrol.*, **45**(3):555-607.
- Wilson M. 1993. Magmatic differentiation. *J. Geol. Soc. London*, **150**: 611-624.

## **CAPÍTULO VI – Conclusões**



## CONCLUSÕES

As rochas shoshoníticas do Neoproterozóico do Rio Grande do Sul, definidas por Nardi & Lima (1985) como Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS), possuem a sua melhor representatividade na região de Lavras do Sul, onde afloram rochas plutônicas, hipabissais, efusivas e piroclásticas.

O ambiente geotectônico da ASLS corresponde a um magmatismo pós-colisional, definido como o evento que sucede a colisão, após o pico do metamorfismo representado pelo último estágio compressional da orogenia. Este período é em geral complexo, sendo marcado por grandes movimentos horizontais de blocos ao longo de grandes zonas de cisalhamento, podendo ocorrer delaminação de litosfera, subducção de pequenas placas oceânicas e geração de rifte. O magmatismo no pós-colisional é representado tipicamente pela por associações cálcio-alcalina alto-K e shoshonítica, sucedida por associações alcalinas sódica.

Os corpos monzoníticos de acordo com Lima (1995) constituem o elo entre as composições vulcânicas intermediárias e as rochas ácidas da ASLS. No presente trabalho a interpretação dos dados geoquímicos permite explicar a origem das rochas monzoníticas pela cristalização fracionada de magmas menos diferenciados de mesma afinidade, concluindo-se pelo caráter cogenético das mesmas e de sua vinculação com ASLS. As rochas monzoníticas da porção norte de Lavras do Sul ocorrem como rochas plutônicas (Monzonito Tapera e Monzodiorito Arroio do Jacques) e hipabissais (Monzonitos Hipabissais). Estes últimos constituem intrusões ressurgentes rasas, vinculadas a uma estruturação de colapso de caldeira. Estes corpos ressurgentes podem ter sido temporalmente acompanhados por efusivas intermediárias de mesma afinidade geoquímica e pelo magmatismo alcalino sódico representado pelo pertita granito, conforme sugerem os dados geocronológicos de Jenikian (2004) e as reinterpretações de Gastal *et al.* (2006). Estas manifestações finais marcadas pelo magmatismo concomitante shoshonítico e alcalino sódico devem ter causado um importante incremento no gradiente geotermal da área. Este deve ter contribuído na remobilização de metais básicos por ação do hidrotermalismo e na geração das mineralizações de Au-Cu tipo pórfiro encontradas na região de Lavras do Sul (Liz *et al.* 2004). Esta hipótese é coerente com os dados geocronológicos apresentados por Bongioiolo *et al.* (2003) para os granitos hidrotermalizados de Lavras do Sul, o que abre a

possibilidade de ocorrerem mineralizações de Au-Cu na porção nordeste da área, vinculadas ao hidrotermalismo nas rochas vulcânicas.

A idade obtida neste trabalho para os Monzonitos Hipabissais ( $587 \pm 4$  Ma) permite sugerir que estes litotipos representam manifestações shoshoníticas tardias da área e definem, considerando a idade de 603 Ma para as primeiras manifestações do CILS (Gastal *et al.* 2006), um intervalo de formação da ASLS de pelo menos 17 Ma.

No presente trabalho foram também obtidos dados sobre ETR e elementos-traço. (Laser Ablation - ICP-MS) nos grãos de zircões do granodiorito, riolito, monzonito, quartzo monzonito e diorito da ASLS. Os conteúdos de elementos-traço e ETR nos grãos de zircão e em rocha total permitiram a determinação de coeficientes de partição (Kd) para zircão de associações shoshoníticas. As médias dos teores obtidos assemelham-se aos fornecidos pela literatura especializada. Os padrões de ETR dos grãos de zircão normalizados pelo condrito indicam um forte enriquecimento em ETR pesados e uma suave anomalia positiva de Ce. Conclui-se que as composições observadas nos zircões das rochas da ASLS refletem a composição magmática shoshonítica, sendo, portanto, úteis em investigações de proveniência.

O fato das rochas shoshoníticas da região estudada possuir uma grande variação composicional, desde termos básicos até ácidos, permite considerá-las como um dos exemplos mais completos deste tipo de magmatismo. Além disso, as características tanto mineralógicas como geoquímicas desta associação enquadram-se em todos os requisitos relacionados por Morrison (1980) para rochas tipicamente shoshoníticas. A contribuição mantélica para a geração do magmatismo shoshonítico da região de Lavras do Sul é também indicada pela presença de basaltos e pela razão inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  de 0,704, obtida tanto para as rochas intrusivas como para as extrusivas.

Estas características favorecem a aplicação da técnica de *sliding normalization*, que minimiza os efeitos da diferenciação magmática permitindo que os conteúdos de elementos maiores e traço sejam comparados independentemente do grau de diferenciação das fusões que os originaram. O *sliding normalization* foi aplicado na ASLS com o objetivo de comparar o magmatismo pós-colisional de afinidade shoshonítica dessa região com outros grupos de rochas de mesma afinidade geradas também em ambiente pós-colisional, incluindo-se nesta comparação química os termos ácidos, intermediários e básicos e a avaliação de tipos de fontes magmáticas, ambientes tectônicos e processos geradores. Foram investigadas cinco unidades shoshoníticas geradas em ambiente pós-colisional: o Plúton Tismana na Romênia, as rochas

vulcânicas do norte do Platô do Tibet, o Domo Tormes na zona Central Ibérica, as rochas intrusivas shoshoníticas do Pós-colisional Svecofenniano no sul da Finlândia e República da Carélia e o Quartzo-monzonito Baranadag da Turquia. Utilizou-se como fator de normalização para estas unidades os resultados matematicamente obtidos a partir do modelamento (*sliding normalization*) da ASLS. Os resultados obtidos permitiram estabelecer duas tendências geoquímicas distintas: uma caracterizada pelo enriquecimento em Zr, Nb, TiO<sub>2</sub>, Y e ETR e outra marcada principalmente pelo aumento dos conteúdos de Rb e K<sub>2</sub>O e pelo decréscimo de Nb. Conclui-se que os aumentos dos conteúdos de Nb expressam razoavelmente a participação de magmas astenosféricos, enquanto que o enriquecimento em K<sub>2</sub>O e Rb indicam assimilação crustal. O diagrama triangular Nb-Rb-K<sub>2</sub>O normalizado pela ASLS é proposto para rochas shoshoníticas pós-colisionais, como uma ferramenta na separação de associações que envolveram assimilação crustal daquelas com a adição de magmas astenosféricos.

## **Referências bibliográficas**

## Referências Bibliográficas

- Barbey, P., Allé, P., Brouand, M., Albarède, F. 1995. Rare-earth patterns in zircon from the Manaslu granite and Tibetan Slab migmatites (Himalaya): insights in the origin and evolution of crustally-derived granite magma. *Chem. Geol.* **125**: 1-17.
- Barros C.E., Nardi L.V.S., Dillenburg S.R. Ayup, R. Jarvis K. Baitelli, R. 2007. Detrital minerals of modern beach sediments in southern Brazil: a provenance study based on chemistry of zircon (Aceito ainda sem data de publicação).
- Belousova, E.A.; Griffin, W.L.; O'Reilly, S.Y. and Fisher, N.I. (2002): Igneous zircon: trace element composition as an indicator on source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.* **143**: 602-622.
- Bitencourt M.F., Gastal M.C.P., Kirchheim R.E., Costa K., Toledo F.A. 1993. Reavaliação preliminar das relações estratigráficas do Complexo Granítico Encruzilhada. In: Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata, I, La Paloma-Minas. *Resumenes Extensos*, **2**: 1-6.
- Bitencourt M.F. & Nardi L.V.S. 2000. Tectonic Setting and Sources of Magmatism Related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(1): 186-189.
- Bitencourt M.F. & Nardi L.V.S. 2004. The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. *Lithos*, **73**:1-19.
- Bongiolo E.M., Mexias A.S., Santos J.O.S., Hartmann L.A., Conceição R.V., Gomes M.E.B., Formoso M.L.L. 2003. Geocronologia do hidrotermalismo versus magmatismo do Distrito Aurífero de Lavras do Sul. In: SBG, Encontro de Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias, 1, *Anais*. p. 83-88.
- Bongiolo E.M., Bongiolo D.E., Sardini P., Mexias A.S., Siitari-K M., Gomes M.E.B., Formoso M.L.L. 2007. Quantification of porosity evolution from unaltered to propylitic-altered granites: The <sup>14</sup>C-PMMA Method applied on the hydrothermal system of Lavras do Sul, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**: 503-517.
- Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Buss F., Ferrag S. 1998. Alkalic-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*, **45**: 45-70.
- Brito Neves B.B. & Cordani U.G. 1991. Tectonic Evolution of south america during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**:23-40.
- Brögger, W.C. 1895. *Eruptivgest. Krist.*, **2**: 21-23.
- Brown G.C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: R.S.Thorpe (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and related rocks*. London, John Wiley. pp.: 437-460.

- Chemale Jr. F., Hartmann L. A., Silva L. C. 1995. Stratigraphy and Tectonism of Precambrian to Early Paleozoic Units In Southern Brazil And Uruguay - Excursion Guide Book. *Acta Geologica Leopoldensia*, **XVIII**(42): 5-117.
- Cherniak D.J., Hanchar J.M., Watson, E.B. 1997. Rare-earth diffusion in zircon. *Chem. Geol.* **134**: 289-301.
- Cottin J. Y., Lorand J. P., Agrinier P., Liégeois J.P., Bodinier J.L. 1998. Isotopic (O, Sr, Nd) and trace element geochemistry in the Laouni layered intrusions (Pan-African belt, Hoggar, Algeria): evidence for post-collisional tholeiitic magmas variably contaminated by continental crust. *Lithos*, (45): 197-222.
- Cocherie A., Rossi Ph., Fanning C.M., Guerrot C. 2005, Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). *Lithos*, **82**: 185-219.
- Compston W., Williams I.S., Meyer C. 1984. Geochronology of zircons from the lunar breccia 73217 using a sensitive high mass resolution ion microprobe. *Journ. of Geoph. Res.*, **89** (Supp. B): 525-534.
- Cornell, D.H. & Hegardt, E. A. 2003. No more blind dates with zircon. *Geophys. Res. Abstr., European Geophys. Soc.* **5**:p.2524.
- De Lapparent M. 1864. La constitution géologique du Tyrol, méridional. *An. d. Mines*, **4**:257-259.
- De La Roche H., Laterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R<sub>1</sub>R<sub>2</sub> diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**:183-210.
- Duchesne J.C., Berza T., Liégeois J.P., Auwera J.V. 1998. Shoshonitic liquid line of descent from diorite to granite: the Late Precambrian post-collisional Tismana pluton (South Carpathians, Romania). *Lithos*, **45**:281-303.
- Eklund O., Konopelko D., Rutanen H., Fröjdö S., Shebanov A.D. 1998. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield. *Lithos*, **45**:87-108.
- Fujimaki H. 1986. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite and liquid. *Contrib. Mineral. Petrol.* **94**: 42-45.
- Fowler A., Prokoph A., Stern R., Dupuis C. 2002. Organization of oscillatory zoning in zircon: analysis, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **66** :311-328.
- Gastal M.C.P., Ferreira F.J.F., Lafon J.M., Hartmann L.A. 2004. Monzodiorito Arroio do Jacques: Importância na evolução petrológica do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS. In: SBGq, Congr. Bras. de Geol., 42, *Anais*, CD-ROOM, nº 23. p.1239

- 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 (207Pb/206Pb e 206Pb/238U). *Rev. Bras. de Geoc.*, **36**(1): 109-124.
- 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. *Rev. Bras. de Geoc.*, **36**(1): 125-146.
- Gastal M.C.P. & Lafon J.M. 2001. Novas Idades 207Pb/206Pb e Geoquímica Isotópica Nd-Sr para Granitóides Shoshoníticos e Alcalinos das Regiões de Lavras do Sul e Taquerembó, RS. *In: SBGq, Congr. Bras. de Geoqu. e I Simp. de Geoqu. dos Países do Mercosul*, 8, *Anais*, CD-ROOM, RS 094, p.7.
- Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek, F. 2007. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. *Elements*, **3**: 43-50.
- Green T.H. 1994. Experimental studies of trace element partitioning applicable to igneous petrogenesis-Sedona 16 years later. *Chem. Geol.*, **117**: 1-36.
- Griffin L.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N. J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. 2002. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in situ analysis of Hf isotopes Tonglu and Pingtan Igneous complexes. *Lithos*, **61**: 237-269.
- Hanchar J.M. & Westrenen W. 2007. Rare earth element behavior in zircon-melt systems. *Elements*, **3**: 37-42.
- Harley S.L. & Kelly N.M. 2007. Zircon, tiny but timely. *Elements*, **3**: 13-18.
- Harris N.W.B., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In: M.P.Coward and A.C.Ries (eds.) Collision tectonics*. Geological Society of London, Special Paper, **19**:115-158.
- Heaman L.M., Bowins R., Crocket J. 1990. The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**: 1597-1607.
- Hinton R.W. & Upton B.G.J. 1991. The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**(11): 3287-3302.
- Hoskin P.W.O. & Ireland T. R. 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, **28**(7): 627-630.
- Hoskin P.W.O. & Black L.P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *J. Metamorphic Geol.*, **18**: 423-439.
- Hoskin P.W.O. & Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem., Mineral. Soc. A.*, **53**: 27-62.

- İlbeyli N., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G. 2004. Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey. *Lithos*, **72**:163-182.
- Janikian L. 2004. Sequências deposicionais e evolução paleoambiental do Grupo Bom jardim e da Formação Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã, Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 189 p.
- Krauskopf, K. 1979. *Introduction to Geochemistry*. McGraw-Hill Kogakusha LTD, Stanford, 617pp.
- Köksal S., Romer R.L., Göncüoğlu M.C., Toksoy-Köksal F. 2004. Timing of post-collisional H-type to A-type granitic magmatism: U-Pb titanite ages from the Alpine central Anatolian granitoids (Turkey). *Int. J. Earth Sci.*, **93**:974-989.
- 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. *J. Petrol.*, **27**:745-750.
- Liégeois J.P. 1998. Preface — Some words on the post-collisional magmatismo. *Lithos*, **45**: xv–xvii
- Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalizantion. *Lithos*, **45**:1-28.
- Lima E.F. 1985. Petroquímica e Prospecção Litogeoquímica da Área da Merita, Região de Volta de Grande, Lavras do Sul, RS. CPG-UFRGS, Dissertação de mestrado, 187pp., inédito.
- Lima, E. F. ; Nardi, L.V.S. 1985. Geologia, Petrografia e Petroquímica das Rochas Vulcânicas da Região de Volta Alegre, Lavras do Sul, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, **20**:15-62.
- Lima E.F. 1995. Petrologia das Rochas Vulcânicas e Hipabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul ASLS, RS. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 338pp.
- Lima E.F. & Nardi L.V.S. 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: Implications for Origin and Evolution of Neoproterozoic Shoshonitic Magmatism in Southermost Brazil. *Journal South American Earth Sciences*, **11**: 67-77.
- 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. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **128**: 213-227.
- Liz J. D., Lima E. F., Nardi L.V.S., Hartmann L.A., Sommer C.A., Gonçalves C. R. H. 2004. Aspectos petrográficos, composicionais e potencialidade para mineralizações de ouro e sulfetos 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, Brasil*, **34**(4): 539-552.



- Liz J.D., Lima E.F., Nardi L.V.S., Sommer C.A., Saldanha D.L., Pierosan R., Alexandre F.M. 2005. Caracterização geológica e petrologia das rochas monzoníticas da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (RS.). In: III Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Cabo Frio, *Anais*, CD-ROOM.
- López-Moro F.J. & López-Plaza M. 2003. Monzonitic series from the Variscan Tormes Dome (Central Iberian Zone): petrogenetic evolution from monzogabro to granite magmas. *Lithos*, **72**: 19-44.
- López-Plaza M., López-Moro F.J., Gonzalo-Corral J.C., Carnicero A. 1999. Asociaciones de rocas básicas e intermedias de afinidad calcoalcalina y shoshonítica y granitoides relacionados en el Domo Hercínico del Tormes (Salamanca y Zamora). *Bol. Soc. Esp. Mineral*, **22**:211-234.
- Mahood G. & Hildreth W. (1983): Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 11-30.
- Mexias A. S., Berger G., Gomes M.E.B., Formoso M.L.L., Dani N., Frantz J.C., Bongioio E.M. 2005. Geochemical Modelling of Gold Precipitation Conditions in the Bloco do Butiá Mine, Lavras do Sul/ Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **77**(3): 717-729.
- 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: XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1994, Camburiú - SC. *Boletim dos Resumos Expandidos*, **1**:126-128.
- Middlemost E.A.K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, **37**: 215-224.
- Miller C., Schuster R., Klotzli U., Mair V., Frank W., Purtscheller F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet : geochemical, Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *J. Petrol.*, **40**(9): 1399-1424.
- Molnar P., England P., Martinod J. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau, and the Indian Monsoon. *Reviews of Geophysics*, **31**(4): 357-396.
- Nardi L.V.S. 1984. Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brasil. Tese de Doutorado, Universidade de Londres, 268 p.
- Nardi L.V.S. & Lima E.F. 1985. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Rev. Bras. Geol.*, **15**(2):139-146.
- Nardi L.V.S. & Lima E.F. 2000. Hybridization of Mafic Microgranular Enclaves in the Lavras do Sul Complex, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**: 67-78.

- Nardi L.V.S. & Lima E.F. 2000. O Magmatismo Shoshonítico e Alcalino da Bacia do Camaquã – RS. *In: M. Holz & L.F. De Ros (eds.) Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, RS, pp. 119-131.
- Nekvasil H. 1992. Ternary feldspar crystallization in high-temperature felsic magmas. *Am. Miner.*, **77**: 592-604.
- Nemchin A. A. & Pidgeon R. I. 1997. Evolution of the Darling Range Baholith, Yilgarn Craton, Western Australia: a SHRIMP zircon study. *J. Petrol.*, **38**: 625-649.
- O'Neill H.S.C., Eggins S.M. 2002. The effect of melt composition on trace element partitioning: an experimental investigation of the activity coefficients of FeO, NiO, CoO, MoO<sub>2</sub> and MoO<sub>3</sub> in silicate melts. *Chem. Geol.*, **186**: 151-181
- Peacock M.A. 1931. Classification of igneous rock series. *J. Geol.*, **39**: 54-67.
- Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Guner Y., Saroglu F., Yilmaz Y., Moorbath S., Mitchell J.G. 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **44**: 189-229.
- Peiffert C., Cuney M., Nguyen-Trung C. (1994): Uranium in granitic magmas: Part 1. Experimental determination of uranium solubility and fluid-melt partition coefficients in uranium oxide-haplogranite-H<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> system at 720-7700 C, 2 kbar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**:2495-2507.
- Platt J.P. & England P.C. 1993. Convective removal of lithosphere beneath mountain belts: Thermal and mechanical consequences. *Am. J. Sci.*, **293**: 307-336.
- Pupin J.P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.* **73**: 207-220.
- Pupin J.P. 2000. Granite genesis related to geodynamics from Hf-Y in zircon. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **91**: 245-256.
- 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. *Gondw. Res.*, **3**(2):155-174.
- Ribeiro M. & Fantinel L.M. 1978. Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Rio-grandense: I. Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Sér. Geol.*, **5**:13-54.
- Robertson J.F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rocks units in the Caçapava - Lavras Region. State of Rio Grande do Sul, Brasil. *Notas e estudos da Escola de Geologia*, Porto Alegre, UFRGS, **1**(2): 41-54.
- Roisenberg A., Loss E.L., Altamirano J.A.F., Ferreira A.C. 1983. Aspectos petrológicos e geoquímicos do vulcanismo pré-cambriano eo-paleozóico do R.G.S. com base nos elementos maiores. *In: I Simp. Sul-Bras.Geol.*, Porto Alegre, 273-277.

- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.*, **184** (1-2): 123-138.
- Rubatto D. & Hermann J. 2003. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): Implications for Zr and Hf budget in subduction zones. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **67** (12), 2173-2187.
- Rubatto D. & Hermann J. 2007. Zircon behaviour in deeply subducted rocks. *Elements*, **3**: 31-35.
- Smith J.B., Barley M.E., Groves D.I., Krapez B., Mcnaughton N.J., Bichle J., Chapman H.J. 1998. The Scholl Shear Zone, West Pilbara: evidence for a domain boundary structure from integrated tectonostratigraphic analyses, SHRIMP U/Pb dating and isotopic and geochemical data of granitoids. *Prec. Res.*, **88**: 143-171.
- Stabel L.Z., Nardi L.V.S., Pla Cid J. 2001. Química mineral e evolução petrológica do Sienito Piquiri: magmatismo shoshonítico, neoproterozóico, pós-colisional no sul do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**: 211-222.
- Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and Isotopic Systematics of oceanic basalts: Implications for Mantle Composition and processes. *In*: A.D. Saunders & M.J. Norry (eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. London, Geol. Soc. London Spec. Pub. **42**:313-345.
- Von Buch, L. 1824. Über geognostische Erscheinungen im Fassathale. *Leonhard's Taschenbuch*, **1**: 345-347.
- Wager L.R., Vincent E.A. 1962. Ferrodiorite from the Isle of Skye. *Mineralog. Mag. and J. Mineralog. Soc.*, **33**: 26-36.
- Sano Y., Terada K., Fukuoka, T. 2002. High mass resolution ion microprobe analysis of rare earth elements in silicate glass, apatite and zircon: lack of matrix dependency. *Chem. Geol.*, **184**: 217– 230.
- Sturm, R. 2004. Analysis of magmatic crystal growth by backscattered electron imaging. *Microscopy and Analysis*, **18** (4): 25-27.
- Soliani Jr E., 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 425pp.
- Somer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Liz J.D., Waichel B.L. 2006. The evolution of neoproterozoic magmatism in the southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in the post-collision basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **78**: 573-589.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, **12**:1-33.

- Tauson L. V. 1983. Geochemistry and metallogeny of the latitic series. *International Geology Review*, **25**:125-135.
- Thomas J.B., Bodnar R. J., Shimizu N., Sinha A. K. 2002. Determination of zircon/melt trace element partition coefficients from SIMS analysis of melt inclusions in zircon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **66** (16): 2887-2901.
- Turner S.P., Foden J.D., Morrison R.S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway ridge, South Australia. *Lithos*, **28**: 151-179.
- Turner S.P., Hawkesworth C., Liu J., Rogers N., Kelley S., Van Calsteren P. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, **364**: 50-53.
- Turner S.P., Arnaud N., Liu J., Rogers N., Hawkesworth C., Harris N., Kelley S., Van Calsteren P., Deng W. 1996. Postcollision shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *J. Petrol.*, **37**: 45-71.
- Watson E.B. & Harrison T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Sc. Letters*, **64**: 295-304.
- Williams H.M., Turner S.P., Pearce J.A., Kelley S.P., Harris N.B.W. 2004. Nature of source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modeling. *J. Petrol.*, **45**(3):555-607.
- Wilson M. 1993. Magmatic differentiation. *J. Geol. Soc. London*, **150**: 611-624.

## **Anexos**

Joaquim Daniel de Liz,

Agradecemos a submissão do seu manuscrito "GEOLOGIA E PETROLOGIA DAS ROCHAS MONZONÍTIICAS DA ASSOCIAÇÃO SHOSHONÍTICA DE LAVRAS DO SUL (RS)" para Revista Brasileira de Geociências. Através da interface de administração do sistema, utilizado para a submissão, será possível acompanhar o progresso do documento dentro do processo editorial, bastando logar no sistema localizado em:

URL do Manuscrito: <http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/rbg/author/submission/8332>

Login: danielliz

Em caso de dúvidas, envie suas questões para este email. Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de transmitir ao público seu trabalho.

Alberto Pio Fiori  
Revista Brasileira de Geociências

---

Revista Brasileira de Geociências <http://www.ser.ufpr.br/rbg>

Dear Drs. de Liz and de Lima,

This is to confirm receipt of your manuscript on "Geochemistry of trace elements from the Lavras do Sul shoshonitic association, southernmost Brazil. The number assigned to this submission is **MS#3723**. You will receive an official acknowledgement once an Associate Editor has been assigned.

If you require any further information, do not hesitate to contact me, ensuring to quote your manuscript number.

Regards,  
Vicki  
Vicki Loschiavo  
Managing Editor  
The Canadian Mineralogist  
6405 Louis Sicard  
St. Leonard, Quebec, Canada  
H1P 1S9  
[vicki.loschiavo@videotron.ca](mailto:vicki.loschiavo@videotron.ca)

Joaquim Daniel de Liz,

Agradecemos a submissão do seu manuscrito "AVALIAÇÃO DE FONTES MAGMÁTICAS DE SÉRIES SHOSHONÍTIAS PÓS-COLISIONAIS COM BASE NA NORMALIZAÇÃO PELA ASSOCIAÇÃO SHOSHONÍTIAS DE LAVRAS DO SUL – APLICAÇÃO DE SLIDING NORMALIZATION" para Revista Brasileira de Geociências. Através da interface de administração do sistema, utilizado para a submissão, será possível acompanhar o progresso do documento dentro do processo editorial, bastando logar no sistema localizado em:

URL do Manuscrito:

<http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/rbg/author/submission/11019>

Login: danielliz

Em caso de dúvidas, envie suas questões para este email. Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de transmitir ao público seu trabalho.

Alberto Pio Fiori  
Revista Brasileira de Geociências

---

Revista Brasileira de Geociências <http://www.ser.ufpr.br/rbg>