

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

Ingke Frotta MÜLLER¹, Lauro Valentim Stoll NARDI², Evandro Fernandes de LIMA², André Sampaio MEXIAS²

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

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

Recebido em 02/2011. Aceito para publicação em 08/2012.

Versão online publicada em 13/12/2012 (www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br)

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

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

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

Keywords: latite dike, shoshonitic rocks, Au-Cu mineralizations, monzonite dike, high-Tyhydrothermal deposits.

1. Introdução

Diques latíticos, intrusivos nas rochas monzoníticas descritas por Liz *et al.* (2004), são constituintes importantes da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS), descrita por Nardi & Lima (1985). Esta associação é constituída por rochas efusivas básicas a intermediárias, depósitos piroclásticos, corpos hipabissais monzoníticos a riolíticos e lamprófiros espessartíticos, além de rochas monzograníticas a granodioríticas. A ASLS está situada na porção centro-oeste do Escudo Sul-riograndense, extremo sul do Brasil, e tem idade neoproterozóica – definida a partir de dados isotópicos de U-Pb em zircão do núcleo do Complexo Granítico de Lavras do Sul (592 ± 5 Ma, Remus *et al.*, 1997) relacionando-se aos últimos estágios do Ciclo Brasileiro-Pan-Africano. As baixas razões iniciais de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em torno de 0,704, valores de ϵNd levemente negativos (em torno de -4), e uma única população de zircão com idade U-Pb de 592 ± 5 Ma determinada nos granodioritos shoshoníticos, assim como os padrões de elementos-traço e a presença de rochas básicas, sugerem a predominância de fontes mantélicas enriquecidas em CO_2 e metassomatizadas durante subducção anterior (ca. 700-800 Ma), na geração deste magmatismo (Lima & Nardi, 1998).

A ASLS hospeda importantes ocorrências de Au e Cu (Nardi & Lima, 1988; Gastal *et al.*, 2002). Lavras do Sul é historicamente uma região de atividade de mineração, de pequeno a médio porte, desde o século XIX. Assim, uma grande quantidade de pesquisadores foi atraída para estudar a geologia da região, essencialmente, devido às ocorrências metálicas de Cu, Pb, Zn, Ag, e, de forma principal, Au (Mexias *et al.*, 2007). Atualmente, devido ao novo panorama econômico mundial em relação ao mercado de metálicos, empresas como a RTZ, Iamgold e Amarillo estão em atividade na cidade desde 2004, atuando principalmente na prospecção de Au (Mexias *et al.*, 2007).

Diversos autores têm ressaltado o papel da mistura magmática e de magmas geradores de lamprófiros, especialmente aqueles com afinidade alcalina, na formação de depósitos sulfetados (Müller & Groves, 1997; Hattori & Keith, 2001; Sedorff *et al.*, 2005; Audétat & Pettke, 2006). Lamprófiros foram compreensivamente definidos por Rock (1987, 1991) como rochas hipabissais, melanocráticas com texturas porfiríticas e tendo como fenocristais apenas minerais máficos, essencialmente flogopita-biotita e/ou anfibólio \pm olivina. Os minerais félsicos são em geral restritos à matriz. Entretanto, xenocristais de quartzo são comuns devido à rápi-

da ascensão de magmas lamprófiros ricos em voláteis (Rock, 1991). Os lamprófiros ocorrem como diques, soleiras, e outras intrusões rasas como *plugs*, *stocks* ou *vents* associados com brechas intrusivas ou extrusivas (Müller & Groves, 1997). Geoquimicamente, magmas lamprófiros possuem composições primitivas, como indica seu alto mg# [onde mg# = razão molecular $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^2)$, com razão molecular $\text{Fe}^2/(\text{Fe}^2+\text{Fe}^3)$ definida em 0,15, uma razão comum para rochas ígneas potássicas], e altos teores de Cr, Ni e V. São tipicamente enriquecidos em LILE, ETRL e voláteis como CO_2 , H_2O , F, e Cl (Rock, 1987; Rock *et al.*, 1990). Alguns magmas lamprófiros possuem alto teor de PGE primário (e.g. Crocket, 1979). Existe uma associação espacial e provavelmente genética entre mineralizações de Cu-Au e suítes ígneas alto-K em ambientes de arcos oceânicos tardios, arcos continentais e arcos pós-colisionais (Müller & Groves, 1993).

O fracionamento destes magmas parentais enriquecidos em metais preciosos pode levar ao progressivo enriquecimento de Au e PGE, contanto que a fusão não atinja a saturação em enxofre (Brügmann *et al.*, 1987; Taylor *et al.*, 1994). Sob condições de alta $f\text{O}_2$, os sulfetos tornam-se instáveis em relação aos sulfatos no magma e a segregação de uma fusão sulfetada se torna impossível (Richards, 1995). Sob estas condições, os elementos calcófilos comportam-se incompativelmente na fusão, tornando-se facilmente enriquecidos durante o fracionamento (Müller & Groves, 1997). Adicionalmente, a alta $f\text{O}_2$ pode prorrogar a saturação do enxofre até que o sistema atinja a saturação em voláteis, gerando assim fluidos hidrotermais enriquecidos em elementos calcófilos (Richards, 1995). Genericamente, há duas possibilidades de geração de magmas subsaturados em S enriquecidos em metais preciosos: i) elevado grau ($\geq 25\%$) de fusão parcial do manto, sob alta temperatura ($>1400^\circ\text{C}$), relacionado com a atividade de plumas mantélicas astenosféricas; ii) pequeno grau de fusão parcial de material da cunha mantélica sob temperaturas relativamente baixas em arcos magmáticos. O segundo processo pode levar a formação de lamprófiros potássicos e shoshonitos enriquecidos em metais preciosos primários (Müller & Groves, 1997). Aparentemente, os depósitos Terciários de Au epitermal (e.g. Ladolam, Lihir Island – Papua Nova Guiné, Moyle *et al.*, 1990; Emperor – Viti Levu, Fiji, Setterfield *et al.*, 1991; Porgera – Papua Nova Guiné, Handley & Henry, 1990), podem estar hospedados em rochas ígneas potássicas de arcos oceânicos maduros, geralmente dentro ou às margens de estruturas de colapso de caldeira. A alta salinidade das inclusões fluidas nesses depósi-

tos sugerem que os fluidos mineralizantes são de origem magmática (Kwak, 1990; Moyle *et al.*, 1990), e a mineralização e o magmatismo potássico são contemporâneos (Müller & Groves, 1997). Há ainda algumas semelhanças nas associações de lamprófiros e depósitos de Au-Cu em terrenos proterozóicos, incluindo aqueles das minas de Goodall e Tom's Gully no Pine Creek Geosinclínio do norte da Austrália (Müller & Groves, 1997). Pequenos volumes de rochas ultramáficas a intermediárias, incluindo lamprófiros, exibem uma estreita relação espacial e temporal com a formação de minérios pórfiros em alguns depósitos (Seedorff *et al.*, 2005).

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

Neste trabalho são apresentados os resultados de estudo de campo de detalhe dos diques associados à parte do segmento monzonítico da ASLS, cujas características estruturais, texturais, petrográficas, mineralógicas e litogeoquímicas permitiram identificar e classificá-los em três tipos principais: diques compostos autoclásticos, diques latíticos e diques latíticos com anfibólio. Os diques ocorrem na ASLS cortando os monzonitos hipabissais, andesitos e lamprófiros, com direção preferencial NW-SE. Sua grande variedade litológica e textural é resultado da diferenciação magmática, segregação mineral e processos de mistura de magmas.

2. Contexto geológico

A ASLS é uma associação vulcano-plutônica neoproterozóica com idades entre 601 e 587 Ma. A região de Lavras do Sul (Fig. 1) locali-

za-se na porção centro-sul do Bloco São Gabriel, onde a unidade mais antiga é representada pelo Complexo Cambai, o qual é constituído pelos meta-ultramafitos Cerro Mantiqueira, por rochas metassedimentares da Seqüência Marmeleiro, metagranitóides e gnaisses cálcico-alcalinos.

Estratigraficamente este complexo é anterior aos metamorfitos Arroio da Porteira, que são recobertos por rochas arcoseanas anquimeta-mórficas da Formação Maricá. Sobrejacente a esta última ocorrem depósitos vulcânicos das formações Hilário (rochas shoshoníticas) e Acampamento Velho (rochas alcalinas), representantes do vulcanismo alcalino saturado em sílica, potássico e sódico, respectivamente, do Grupo Bom Jardim, constituinte da Bacia do Camaquã. Granitóides shoshoníticos não deformados, constituem as contrapartes plutônicas das últimas formações referidas – Complexo Granítico de Lavras (Nardi, 1984). Todo este conjunto de rochas é coberto pelas rochas conglomeráticas da Formação Santa Bárbara (Lima, 1995).

As rochas mais antigas da seqüência vulcânica da ASLS são traquibasaltos potássicos, sucedidos por quatro ciclos efusivos shoshoníticos, além de pequenos volumes de depósitos piroclásticos de queda e fluxo, que intercalam tufos, lápili-tufos e brechas vulcânicas. Tais rochas têm a particularidade de possuir fragmentos de rochas básicas, fragmentos acidentais de arenito e de rochas metamórficas (Lima, 1995). As rochas piroclásticas ocorrem intercaladas entre os pacotes de rochas básicas e têm uma maior expressão junto aos derrames intermediários. Toda esta seqüência está associada às intrusões de lamprófiros espessartíticos, diques traquiandesíticos à riolíticos, além de intrusões monzoníticas rasas (Monzonito Tapera, Monzodiorito Arroio do Jacques e Monzonitos Hipabissais, Liz *et al.*, 2004). Estas últimas concentram-se principalmente na borda nordeste do Complexo Granítico de Lavras (Nardi, 1984), definindo um padrão geométrico semicircular, semelhante ao encontrado em terrenos vulcânicos associados à caldeiras. Este contexto foi sugerido por Lima (1995) e discutido por Gastal *et al.* (2002) a partir de dados geofísicos.

No presente trabalho são apresentados os resultados dos trabalhos de campo que concentraram-se na parte nordeste do município de Lavras do Sul, RS (Fig. 1) onde foram identificadas rochas monzoníticas, cortadas por diques latíticos e por uma rocha composta autoclástica, originada, provavelmente, pela mistura heterogênea de magmas. Este conjunto é marcado por uma grande variabili-

dade textural, predominando os tipos porfiríticos, com abruptas variações nas dimensões dos megacristais, fenocristais e matriz. O conjunto de diques latíticos mostra direção predominantemente NW-SE, cortando os Monzonitos Hipabissais definidos por Liz *et al.* (2004), e também os andesitos e lamprófiros da ASLS. Os contatos são

em geral retos e nítidos, porém, também são observados contatos difusos, quentes, entre os diques latíticos e os monzonitos (Fig. 2), o que sugere a contemporaneidade entre essas rochas, e é comumente referida em sistemas multi-intrusivos rasos, como os descritos por Heithersay & Walshe (1995) e Lickfold (1999).

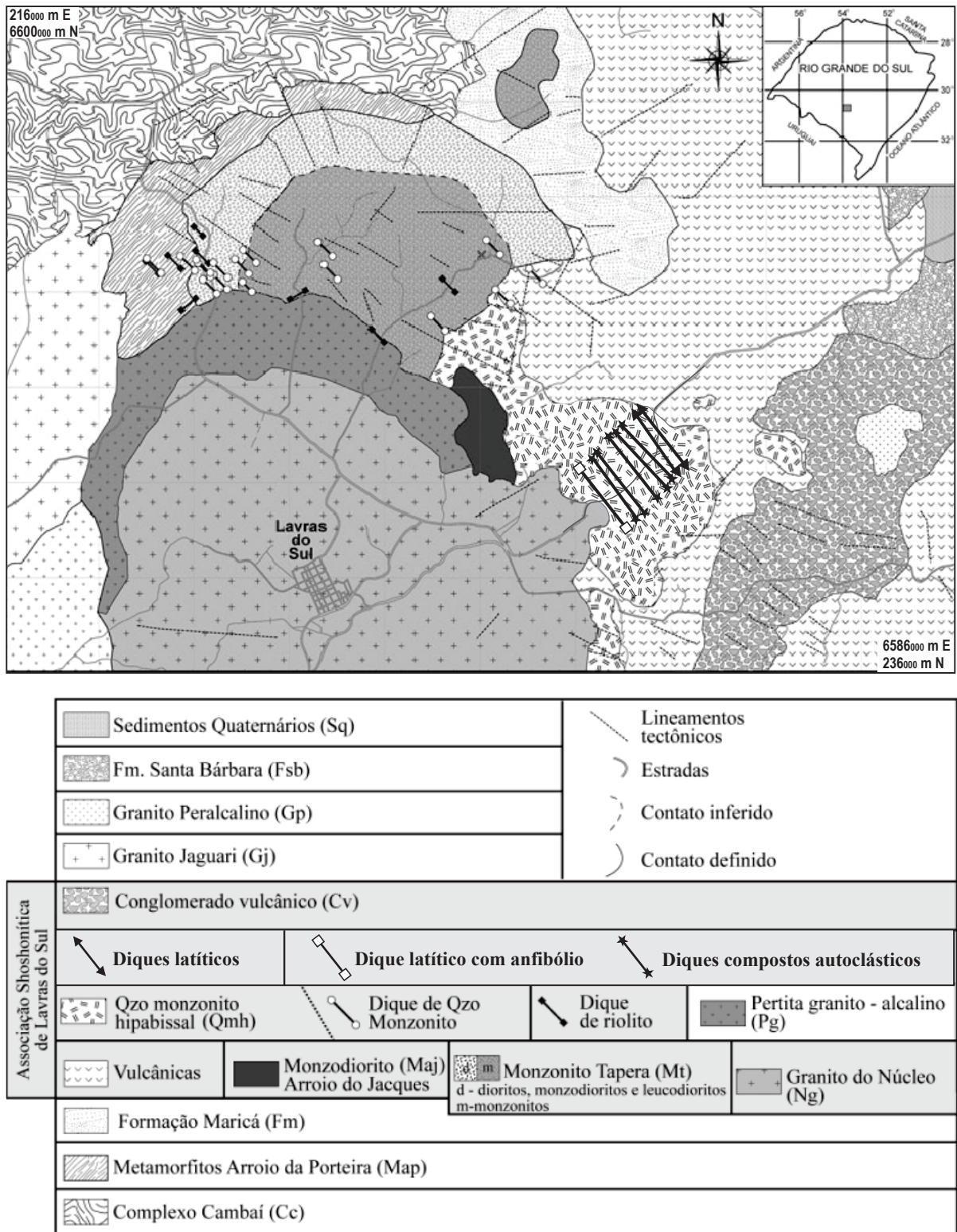


Figura 1. Mapa geológico da porção norte de Lavras do Sul (modificado de Liz *et al.*, 2009).

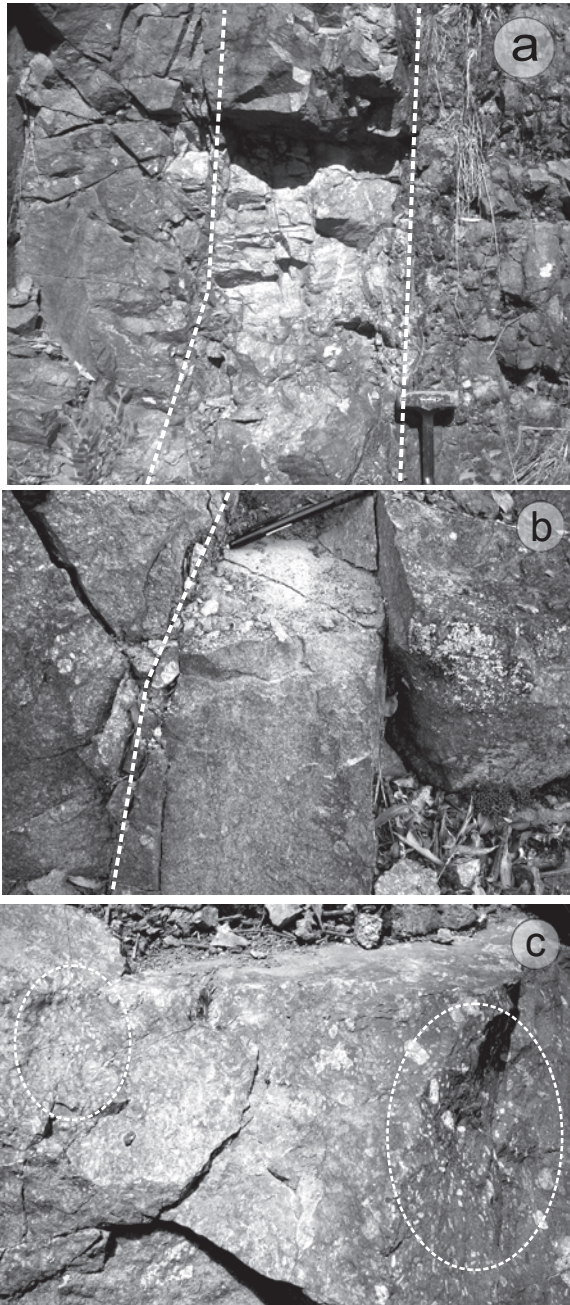


Figura 2. Contatos dos diques latíticos: A) contato nítido entre o dique de rocha composta autoclástica com o monzonito hipabissal. B) e C) contatos difusos entre os diques latíticos e os monzonitos.

3. Métodos

As interpretações geoquímicas deste trabalho fundamentaram-se nas análises de elementos maiores e traços de 15 amostras representativas dos diferentes diques. Os elementos maiores e traços, incluindo ETR, foram analisados no *Activation Laboratories Ltd.* – Ontário, Canadá, utilizando a técnica de ICP (*Inductively Coupled Plasma*) para os elementos maiores e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Microspectrometry*) para os elementos traços e terras raras. Os dados obtidos foram com-

parados com os dados disponíveis na bibliografia para o restante das rochas representativas das diferentes litologias da ASLS (Lima, 1995; Liz *et al.*, 2004; Liz *et al.*, 2009). Os trabalhos de petrografia foram complementados com o reconhecimento de alguns minerais (silicatados e opacos), a partir de análises por imagens de elétrons retroespalhados e análises qualitativas por EDS. Para isso fez-se necessário a utilização do microscópio eletrônico de varredura (MEV), marca JEOL, modelo JMS-5800, do Centro de Microscopia Eletrônica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, utilizando-se das condições de 20kv e tempo de contagem de 200s por análise. A difratometria de raios-X foi utilizada para a análise mineralógica das principais fases minerais presentes na matriz afanítica, assim como para aquelas que preenchem as amígdalas. O equipamento utilizado é um difratômetro SIEMENS BRUKER AXS, Modelo D5000, com goniômetro θ - θ , pertencente ao Instituto de Geociências, UFRGS. A radiação é $K\alpha$ em tubo de cobre nas condições de 40 kV e 25 mA. A velocidade e o intervalo de varredura do goniômetro para cada análise de amostra em pó é de 1 segundo para $0,02^\circ$ de degrau do goniômetro de 2° a $72^\circ 2\theta$.

4. Resultados

4.1. Petrografia

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

4.1.1. Diques compostos autoclásticos

Esta definição, modificada de Liz *et al.* (2004), refere-se à uma rocha afanítica, de coloração cinza-avermelhada, com superfície rugosa, gerada pelo processo de autobrechação. Esta rocha possui uma composição heterogênea, de traquíticas ($Q < 20\%$) a latíticas ($K_2O > Na_2O - 2$), definidas a partir do diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 2002), que refletem uma possível mistura heterogênea de magmas (Fig. 3A). Este litotipo ocorre como diques, com espessuras da ordem de 3 a 40m, que cortam os monzonitos e, por vezes, os andesitos, segundo a direção NW-SE. Nestes diques são comuns púmices, *shards* e cristaloclastos, geralmente identificados em depósitos piroclásticos, porém não são componentes necessariamente exclusivos destes. Em domos de lava e sistemas de diques alimentadores estas

texturas fragmentárias, características de ignimbritos, podem ser definidas como texturas *tuff-like* (Manley, 1996). Processos de descompressão quando da extrusão de um domo de lava ou de sua alimentação provocam súbita inflação do magma gerando um padrão supervesiculado (Fig. 3B) que pode fragmentar-se e gerar púmices, fragmentos de bolhas (*shards*), fragmentos de vidro denso e fragmentos de fenocristais (Fig. 3C). O resultado final é um vitrófiro autoclástico, com textura extremamente heterogênea, com áreas de fluxo de lava-foliados e uma série de constituintes comuns em rochas piroclásticas.

As observações petrográficas sugerem dois comportamentos distintos para o fluxo magmático: um laminar, que gerou os padrões bandados, observados nos púmices (Figs. 4A, 4B, 4C, 4D, 4E, 4G, 5C e 5D) e outro turbulento, responsável pela brechação. Esta mudança no comportamento do líquido magmático deve estar relacionada ao aumento da viscosidade durante o resfriamento e a supersaturação em voláteis, que determinaram o rompimento das bolhas e da trama do sistema gerando os *shards* e púmices. Os púmices possuem dimensões médias em torno de 2mm, observando-se vesículas extremamente alongadas com alinhamento subparalelo, formando uma textura do tipo *Woody* (Figs. 5C e 5D). Localizadamente são constatadas fraturas perlíticas circulares e bandadas decorrentes da hidratação das porções vítreas (Fig. 4E). As bolhas (vesículas) quando preservadas possuem uma morfologia circular a elíptica, com dimensão média de 0,07 mm. Outro aspecto petrográfico vinculado à supersaturação é a cristalização da fase vapor caracterizada por pequenas “gotas” preenchidas por grãos minerais muito pequenos (<0,001mm). Os *shards* possuem uma morfologia planar, curvilinear e cúspide com dimensões médias da ordem de 0,07 mm. Estes são paredes de bolhas fragmentadas, cujas dimensões relativamente constantes são coerentes com uma origem não explosiva. Foram identificados três domínios texturais definidos como: i) afanítico, ii) porfirítico e iii) vesicular.

Domínio afanítico: estas porções de rocha são caracterizadas pelo aspecto vulcânico, de coloração cinza-esverdeada, com textura *tuff-like*. Possuem grande quantidade de púmices, púmices microvesiculados, preenchidos, em geral, por epidoto microcristalino (Fig. 4A), autobrechas e brechas hidráulicas – com fragmentos vítreos angulosos, que quando hidratados geraram perlitos bandados e em tubos (Figs. 4B, 4C, 4E). Os *shards* possuem uma morfologia tabular a cúspide, além de Y e meia-lua (Fig. 4D), preservando em alguns casos

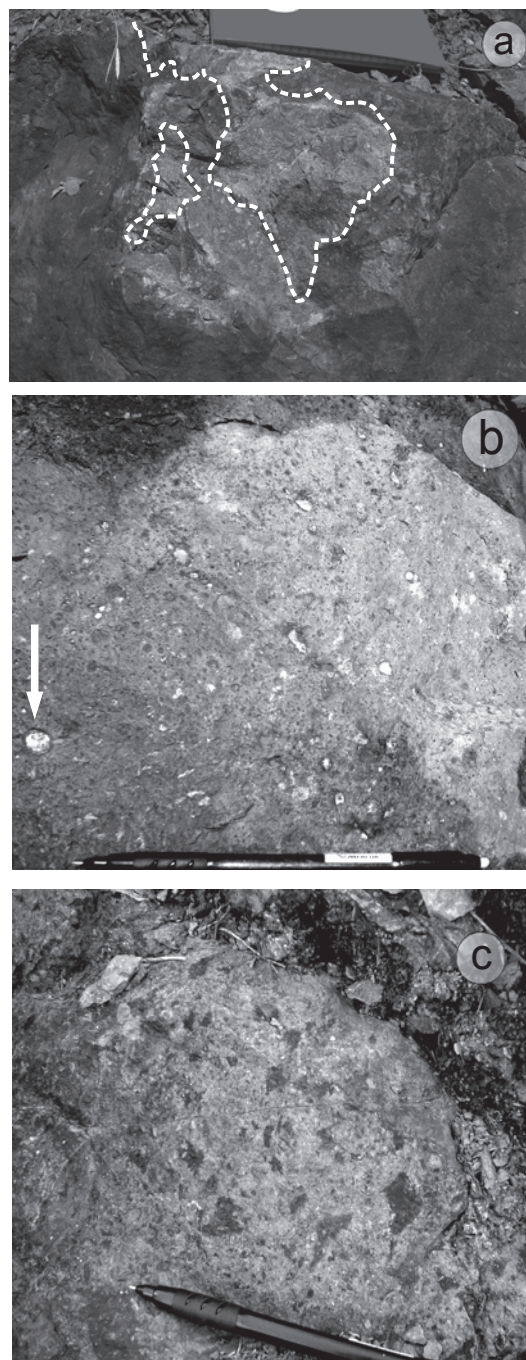


Figura 3. Dique de rocha composta autoclástica, exibindo feições de uma possível mistura magmática, formada pelas composições latítica (rósea) e traquítica (cinza-esverdeada). A) As porções latíticas são vesiculadas, envolvidas pela “matriz” traquítica vítrea. B) detalhe das vesículas presentes nas porções latíticas. C) Shards, púmices e brechas dos diques compostos autoclásticos.

amígdalas. Devitrificação com padrão axiolítico também é observado, além da formação de leques de anfibólio e epidoto (Fig. 4F) distribuídos sobre fenocristais de plagioclásio. Domínio de fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino tabulares, medindo de 0,2 a 1,5mm, por vezes quebrados, como produto da autobrechação (Fig. 4G). Estes apresen-

tam-se dispersos na matriz microcristalina ou em aglomerados junto aos cristais de clorita, minerais opacos e carbonatos. Os fenocristais estão, em geral, intensamente alterados para carbonato e ilita e, mais raramente, para caolinita e anquerita. Apatita é a fase acessória dominante, prismática, medindo de 0,1 a 0,2mm, geralmente associada aos aglomerados citados acima. Os minerais opacos formam duas gerações distintas; uma onde distribuem-se na matriz vítrea, menores que 0,1mm, anédricos, preenchendo os espaços intergranulares. Outra onde são euédricos, medem de 0,1 a 0,6mm, constituídos por pirita (Fig. 4H), ilmenita, calcopirita e Au livre incluso em prováveis cristais de anidrita. A presença de anidrita foi inferida a partir de picos de S e Ca identificados nas análises do MEV. A pirita e a calcopirita mostram-se corroídas com transformação para ilmenita. Cristais euédricos de pirita, inclusos na matriz vitrifica autoclástica, estão por vezes quebrados como resultado da intensa auto-brechação magmática (Fig. 4I).

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

Domínio vesiculado: são caracterizados por vesículas e amígdalas, em geral arredondadas (Fig. 5A) e localizadamente achatadas, com estruturas de fluxo magmático (Figs. 5C e D). Na maior parte das vezes medem de 0,5 a 2mm, podendo atingir dimensões menores, da ordem de 0,1mm. Observa-se o preenchimento de amígdalas por clorita isoladamente, núcleo de clorita bordejado por uma fina franja de quartzo e, mais raramente, anelado por carbonato. Há também grande quantidade de amígdalas preenchidas por carbonato ou

mica branca, assim como quartzo, ocasionalmente recobertas por uma fina película de clorita (Fig. 5A) e mais raramente por quartzo. Localizadamente epidoto também preenche amígdalas. Foram observadas ainda, amígdalas brechadas (Figs. 5B e D). A matriz é microcristalina, de composição quartzo-feldspática, com clorita anédrica dispersa. Fenocristais de plagioclásio e K-feldspato são escassos, menos de 1% na rocha, com intensa substituição por carbonato e posteriormente para mica branca. Apatita ocorre como inclusão nos fenocristais, prismática, menor que 0,1mm.

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

4.1.2. Diques latíticos

Estas composições foram definidas no sistema TAS (Le Maitre, 2002) e ocorrem também como diques de direção NW-SE, com dimensões que variam de 3 a 4m de espessura. Apresentam textura porfirítica com megacristais de feldspato de até 9mm com inclusões de plagioclásio por vezes parcialmente modificado para epidoto muito fino, de aproximadamente 0,3mm. O plagioclásio mostra-se ainda, como grãos isolados de menor granulometria (0,5 a 2mm) A biotita ocorre também como fenocristal e está completamente alterada para clorita com minerais opacos nas clivagens, observando-se, em alguns casos, intensa sericitização. Clorita ocorre como produto de alteração de anfibólio, onde só é possível identificar a forma losangular das secções basais de anfibólio. Os minerais opacos são escassos, mas também ocorrem na matriz originalmente vítrea, caracterizada por

quartzo anédrico em mosaicos muito finos. Fenocristais de quartzo parcialmente reabsorvidos, envoltos por uma franja sericítica são muito comuns e abundantes (Fig. 5F), quase 2% da rocha. Medem cerca de 0,5 a 0,7mm. Zircão é muito raro, mas ocorre como escassa fase acessória, com granulação inferior a 0,1mm, bipiramidado e com intensa zonação, incluso nos grãos cloritizados. A presença de vênulos é marcante, preenchidos, em sua maioria, por carbonatos. A matriz é microcristalina com intensa silicificação.

4.1.3. Dique latítico com anfibólio

Esta rocha ocupa o campo do traquito no sistema TAS (Le Maitre, 2002), e ocorre como um dique, cortando rochas lamprofíricas, com direção NW-SE e medindo cerca de 2 m. A rocha é porfirítica fina a média, com fenocristais de plagioclásio e K-feldspato, medindo de 1 a 5mm, tabulares

e sericitizados. Horblenda com textura decussada ocorre mantendo prováveis xenocristais de quartzo, textura esta que indicaria mistura de magmas (Fig. 5G). Localizadamente é observada a recristalização estática de biotita (Fig. 5G). Agregados de biotita, minerais opacos e apatita são comuns (Fig. 5H). Apatita é bipiramidal, medindo cerca de 0,3mm. Os minerais opacos concentram-se nestes agregados, em geral anédricos. Foram identificados pirita, como produto da alteração das biotitas, provavelmente, pois aparece mantendo esses minerais (Fig. 5H). Ilmenita é uma fase importante, subédrica, intergranular. Au aparece livre, incluso num mineral alterado de hábito prismático, com composição indefinida, concentrados nos agregados citados acima. É importante ressaltar a textura magmática destes agregados, que ocorrem manteados pela matriz microcristalina vitrófira, com estrutura de fluxo magmático (Fig. 5I).

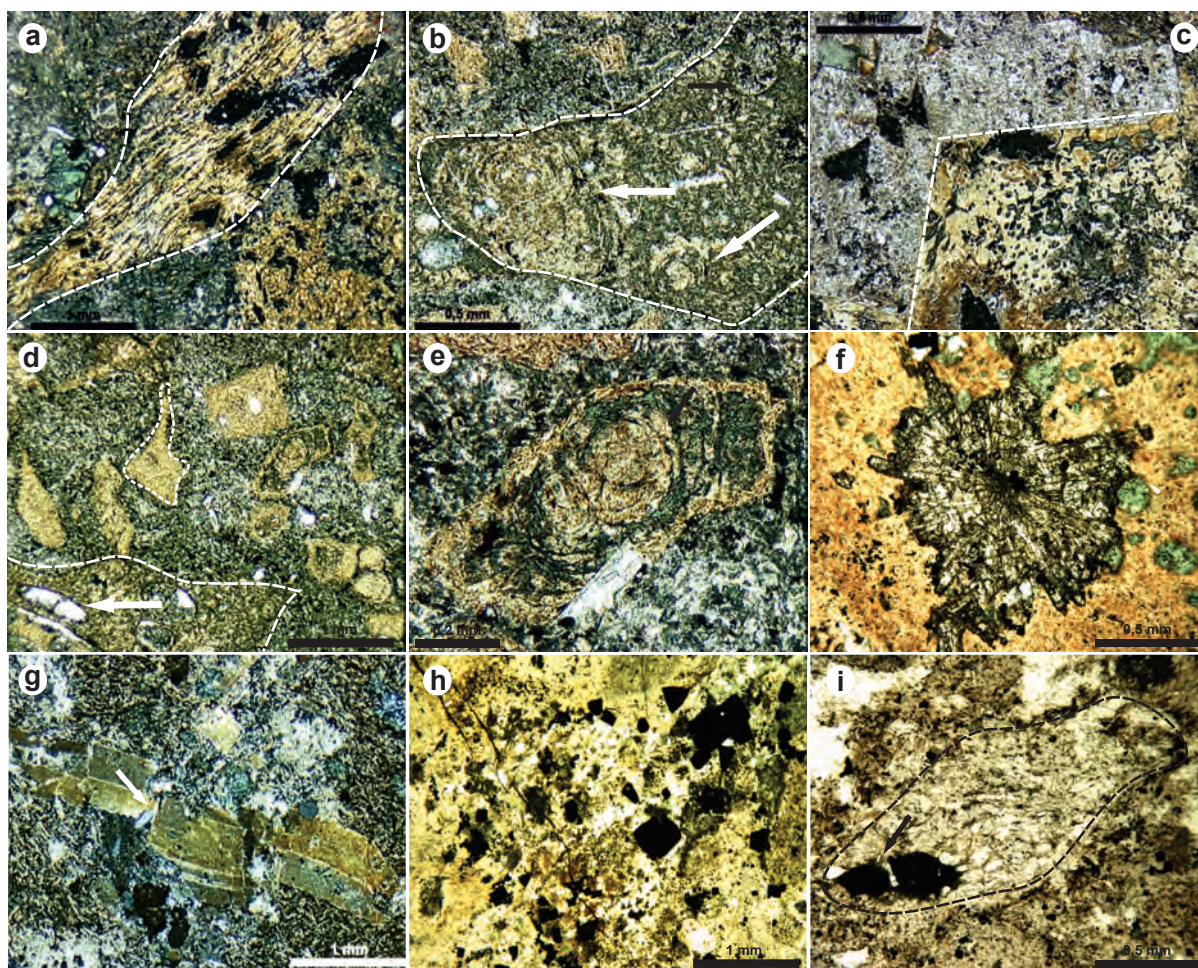


Figura 4. Fotomicrografias dos diques compostos autoclásticos. A) púmice em feixes (wisps), com texturas reliquias de vesiculares em tubos; B) autobrecha com fraturas perlíticas; C) brechas hidráulicas, angulares; D) shards, fragmentos vítreos e autobrecha contendo vesícula (flecha); E) detalhe mostrando uma clássica fratura perlítica em um fragmento vítreo; F) epidoto esferulítico; G) fenocristal de K-feldspato quebrado pelo processo de autobrechação; H) cristais euédricos de pirita inclusos na matriz vítrea e I) púmice com inclusão de cristal de pirita quebrado.

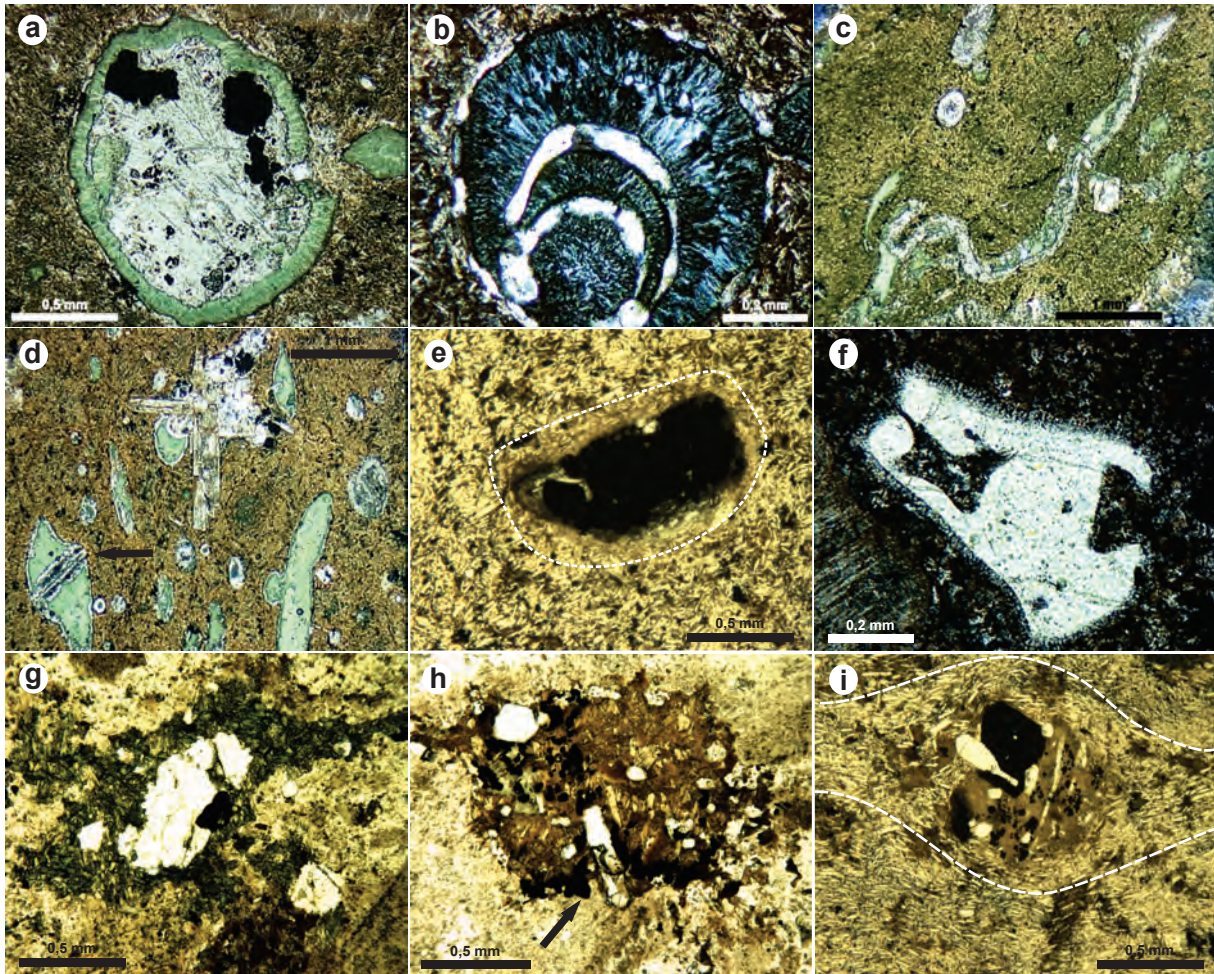


Figura 5 . Fotomicrografias dos diques compostos autoclásticos (domínio vesiculado) – fotos A,B,C,D – dos diques latíticos (fotos E,F) e diques latíticos com anfibólio (fotos G,H,I). A) Amígdala arredondada preenchida por carbonato, envolta por franjas de clorita, com inclusões de minerais opacos subédricos; B) amígdala preenchida por clorita (foto tirada com nicóis cruzados) com feições de brechação; C) amígdalas achatadas e alongadas, indicando fluxo magmático; D) amígdalas alongadas, preenchidas por clorita e cobertas por franjas de quartzo, com feições de brechação (seta) e fluxo magmático. No centro da fotomicrografia os aglomerados de fenocristais de K-feldspato, plagioclásio, minerais opacos e amígdalas; E) cristais euhédricos de pirita com intensa corrosão e substituição por epidoto; F) fenocristal de quartzo reabsorvido e envolto por franja sericítica; G) Anfibólio (horblenda) com textura decussada ocorre mantendo provável xenocristal de quartzo, provavelmente herdado dos magmas lamprofíricos. Notar que localizadamente há recristalização estática de biotita (canto inferior direito da foto); H) agregados de biotita, apatita e pirita, onde foram identificados grãos de Au livre. A pirita possui hábito framboidal e está mantendo a biotita recristalizada, indicando um possível aumento da atividade de enxofre no sistema no momento de sua cristalização; I) detalhe destes agregados máficos envolvidos pela matriz vítrifera, que ocorre mantendo-os, numa estrutura de fluxo, evidenciando a textura magmática de seus componentes.

4.2. Alteração hidrotermal

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

cos com anfibólio, a alteração é potássica, caracterizada pela substituição da horblenda por biotita, juntamente com clorita + quartzo.

4.3. Geoquímica

A classificação das rochas foi realizada com base no diagrama total de álcalis *versus* sílica (TAS) de Le Maitre (2002), como recomendado pela IUGS (Fig. 6A), juntamente com o diagrama R1-R2 de De La Roche *et al.* (1980) (Fig. 6B), pois apresenta um parâmetro classificatório mais completo, levando

em consideração além da sílica, sódio e potássio, os outros principais elementos maiores formadores de rocha, como o ferro, magnésio, titânio, cálcio e alumínio. Adicionalmente, para fins interpretativos, foi utilizado também o diagrama Nb/Y - Zr/Ti, de Winchester & Floyd (1977), modificado por Pearce (1996) (Fig. 6C).

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

Os teores de sílica do conjunto de amostras dos diques concentram-se no intervalo de 57,70 % até 66,97% peso, sendo a sílica o índice de diferenciação que melhor expressa a variação dos outros elementos (Tab. 1). Nos diagramas de Harker (Fig. 7) nota-se a formação de dois *trends* distintos na ASLS: um alto Ti e outro baixo Ti, sendo que este comportamento é também observado para o P e Fe.

Um *trend* vai dos basaltos até as rochas ácidas incluindo alguns dos diques estudados e monzonitos definidos por Liz *et al.* (2004). Neste *trend* principal, predominante na ASLS, os teores de TiO_2 variam entre 0,2 e 1%. Um segundo *trend* que inclui a maior parte dos diques latíticos e parte dos monzonitos (Monzonito Arroio do Jacques, parte do Monzonito Tapera, a rocha composta e a autoclástica, segundo Liz *et al.*, 2004) mostra TiO_2 sempre superior a 1% e é paralelo ao *trend* principal. Tem Fe_2O_3 e P_2O_5 maior e conteúdos de ETR e HFS mais elevados.

Os teores de Al_2O_3 nos diques latíticos mostram grande dispersão, assim como os conteúdos de CaO, MgO, Na_2O e K_2O , que acompanham a tendência das rochas da ASLS. A elevada dispersão pode ser atribuída à segregação dos fenocristais durante a cristalização, comumente verificada em rochas porfíricas, e à mistura de magmas. Para os elementos traços comparados com a sílica nota-se novamente a formação dos dois *trends* referidos: um com alto Zr, Y e ETR, correspondendo ao alto Ti, e outro com baixo conteúdo dos mesmos. Nos diagramas binários os diques latíticos mostram uma forte correlação positiva entre os pares dos elementos: Ti, Zr, P, Nb, Th, Y e ETR (Fig. 8).

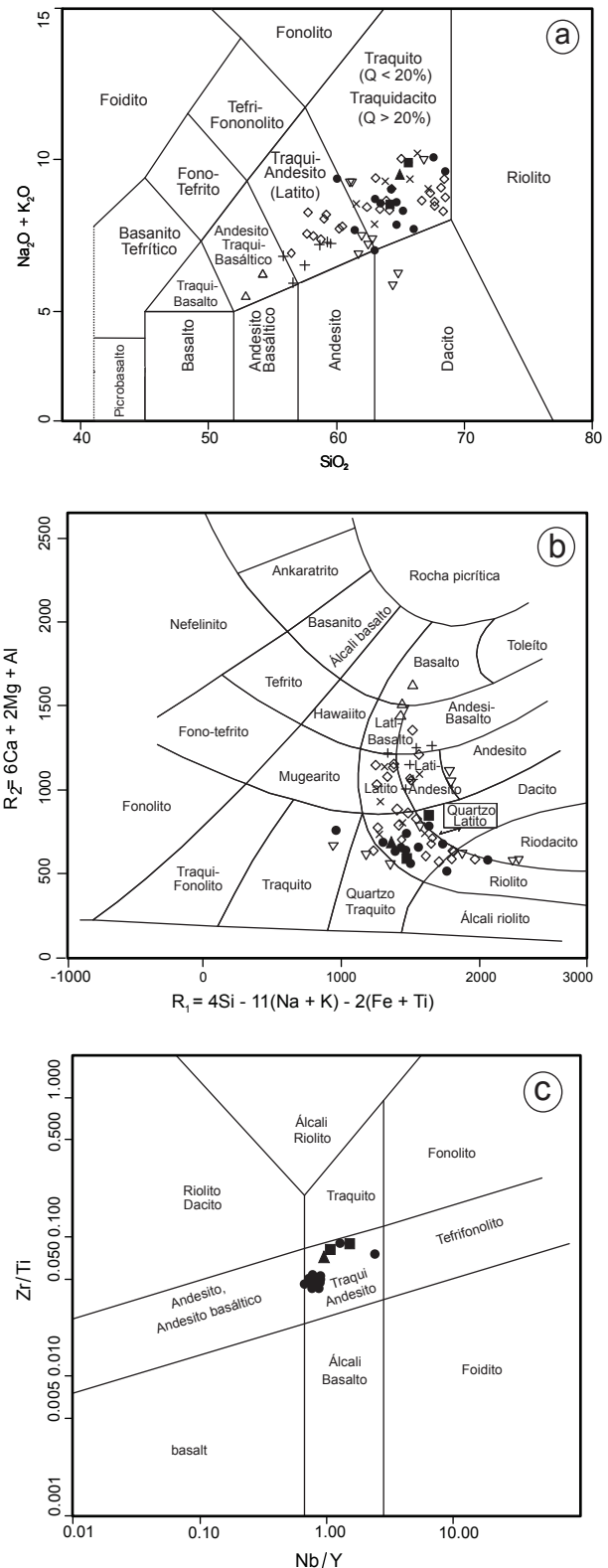


Figura 6. Diagramas de classificação química. A) TAS; B) R1-R2 (De La Roche et al., 1980); C) Nb/Y - Zr/Ti, de Winchester & Floyd (1977), modificado por Pearce (1996). Legenda: círculos cheios = diques compostos autoclásticos, quadrados cheios = diques latíticos, triângulo cheio = dique latítico com anfibólio. Os símbolos vazios representam o restante das rochas representativas da ASLS.

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

Amostra	DL	DLa	DLa	DCAa	DCAa	DCAa	DCAa	DCAa	DCAa	DCAp	DCAp	DCAv	DCAv	DCAv	DCAv
SiO ₂	62,77	60,29	62,46	60,59	60,94	58,12	66,97	57,70	59,86	62,48	64,74	61,74	60,95	61,01	62,06
TiO ₂	0,49	0,50	0,39	1,11	1,09	1,27	0,54	1,16	1,19	1,03	0,32	1,09	1,09	1,03	1,06
Al ₂ O ₃	17,19	14,93	17,11	16,53	16,03	17,94	15,26	16,46	16,51	14,37	16,00	15,26	15,33	14,53	15,20
Fe ₂ O _{3t}	4,44	4,72	3,83	6,82	7,10	6,46	3,68	7,38	7,57	6,12	3,20	6,45	5,77	5,95	5,92
MnO	0,09	0,08	0,05	0,10	0,08	0,09	0,05	0,12	0,09	0,11	0,06	0,10	0,09	0,12	0,10
MgO	1,31	2,75	1,41	1,19	1,28	1,28	1,13	2,09	2,25	1,29	0,93	1,32	1,10	1,27	1,27
CaO	2,45	3,86	1,77	2,55	2,52	3,22	1,36	2,81	1,47	3,14	1,88	2,42	3,06	4,07	2,82
Na ₂ O	4,79	3,27	3,43	3,91	4,71	5,15	3,70	4,33	1,47	4,61	4,19	4,65	5,03	4,45	4,69
K ₂ O	4,25	4,65	5,84	4,35	3,40	3,80	5,51	2,81	5,14	2,62	5,28	3,47	3,41	2,90	3,16
P ₂ O ₅	0,22	0,21	0,16	0,43	0,42	0,50	0,21	0,47	0,44	0,40	0,12	0,42	0,43	0,40	0,43
P, F, *	1,5	4,3	3,1	2,0	2,1	1,8	1,3	4,3	3,6	3,5	2,9	2,7	3,3	3,9	2,9
Total	99,55	99,58	99,54	99,55	99,64	99,58	99,71	99,65	99,60	99,70	99,56	99,60	99,61	99,66	99,64
Rb	121,4	102,5	142,9	115,7	88,5	111,7	139,0	85,6	168,6	62,0	128,4	69,5	70,9	67,9	70,0
Ba	2187	1575	2486	2396	1578	1816	1265	1198	1884	1194	2190	1925	1849	1429	1592
Sr	1169,1	1255,5	971,9	725,9	748,7	925,9	711,5	788,7	553,4	653,0	1234,7	673,6	703,3	704,9	652,6
Nb	9,4	8,9	9,4	15,9	16,2	18,9	16,7	16,8	18,1	14,5	7,6	15,6	15,9	14,7	15,1
Zr	168,4	188,2	161,8	274,6	275,0	321,2	195,5	285,9	287,9	254,4	132,6	265,5	259,3	251,2	256,7
Y	11,1	9,5	7,5	24,2	22,1	25,5	9,1	23,0	22,9	20,0	7,0	22,3	21,5	21,4	21,8
La	43,5	30,6	32,7	68,4	64,9	79,8	38,5	68,5	71,4	58,5	34,0	64,4	63,7	60,6	62,7
Ce	83,0	62,6	64,4	137,4	135,4	161,4	72,8	139,7	143,5	121,0	64,5	134,0	134,3	123,8	128,5
Pr	9,04	6,71	6,83	15,66	14,76	17,97	8,06	15,76	16,21	13,51	6,61	14,54	14,52	14,07	14,54
Nd	33,6	24,4	25,6	61,7	56,5	68,9	29,6	63,0	65,5	52,4	23,0	56,2	55,0	52,8	56,5
Sm	5,64	4,54	4,32	10,68	9,83	12,16	4,74	10,70	11,07	8,99	3,60	9,56	9,64	9,18	9,69
Eu	1,47	1,28	1,23	2,40	2,34	2,72	1,23	2,53	2,45	2,00	1,12	2,19	2,19	1,98	2,06
Gd	3,47	3,13	2,83	7,25	6,75	7,94	3,00	7,29	7,33	6,33	2,20	6,29	6,44	6,23	6,43
Tb	0,49	0,45	0,37	1,05	0,96	1,12	0,41	1,01	1,00	0,87	0,31	0,91	0,91	0,90	0,91
Dy	2,29	2,03	1,64	5,09	4,65	5,55	1,96	4,68	4,92	4,36	1,39	4,32	4,32	4,29	4,37
Ho	0,37	0,34	0,26	0,88	0,81	0,95	0,31	0,83	0,86	0,74	0,23	0,75	0,73	0,75	0,74
Er	1,01	0,87	0,65	2,38	2,18	2,59	0,87	2,29	2,36	1,96	0,60	2,12	2,07	2,03	1,98
Tm	0,15	0,13	0,10	0,36	0,32	0,38	0,12	0,34	0,34	0,28	0,09	0,29	0,30	0,30	0,30
Yb	0,99	0,81	0,63	2,15	1,97	2,38	0,75	2,09	2,09	1,85	0,55	1,82	1,83	1,82	1,88
Lu	0,15	0,12	0,09	0,39	0,29	0,35	0,11	0,31	0,32	0,26	0,09	0,27	0,27	0,26	0,27
Th	16,2	12,4	13,4	21,5	20,5	23,4	21,9	21,3	22,2	19,0	14,3	18,5	19,2	18,3	19,8
Hf	4,8	5,7	5,0	8,5	7,5	9,5	6,3	8,2	8,7	7,3	4,3	7,5	7,2	7,4	7,7
Ta	0,3	0,3	0,3	0,7	0,7	0,8	1,3	0,6	0,7	0,5	0,6	0,9	0,9	0,9	1,0
U	6,7	6,2	6,4	7,7	6,8	8,0	7,6	7,7	7,4	6,8	7,2	6,8	6,5	6,3	6,7

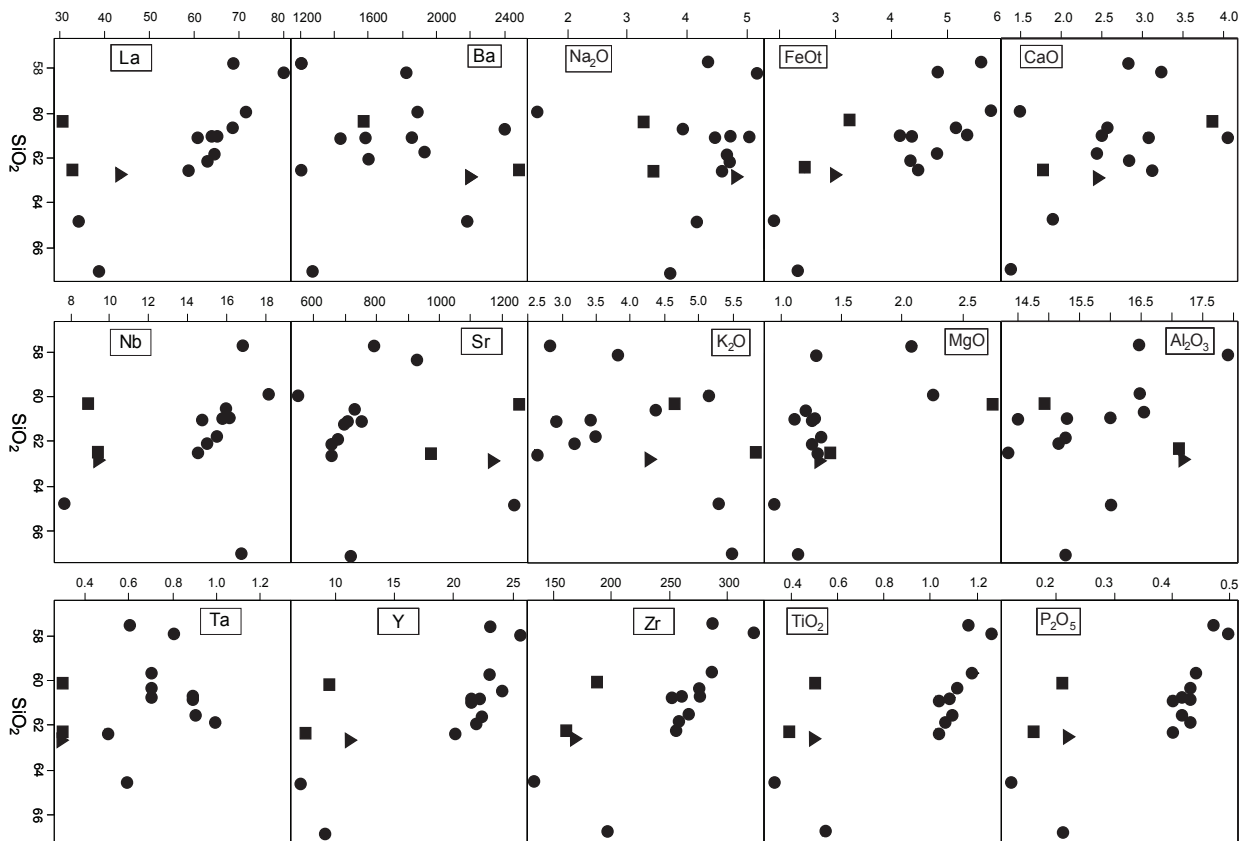


Figura 7. Diagramas binários (de Harker) para elementos maiores (percentagem em peso) e traços, incluindo ETR (valores em ppm), utilizando a sílica como índice de diferenciação. Legenda como na figura 6.

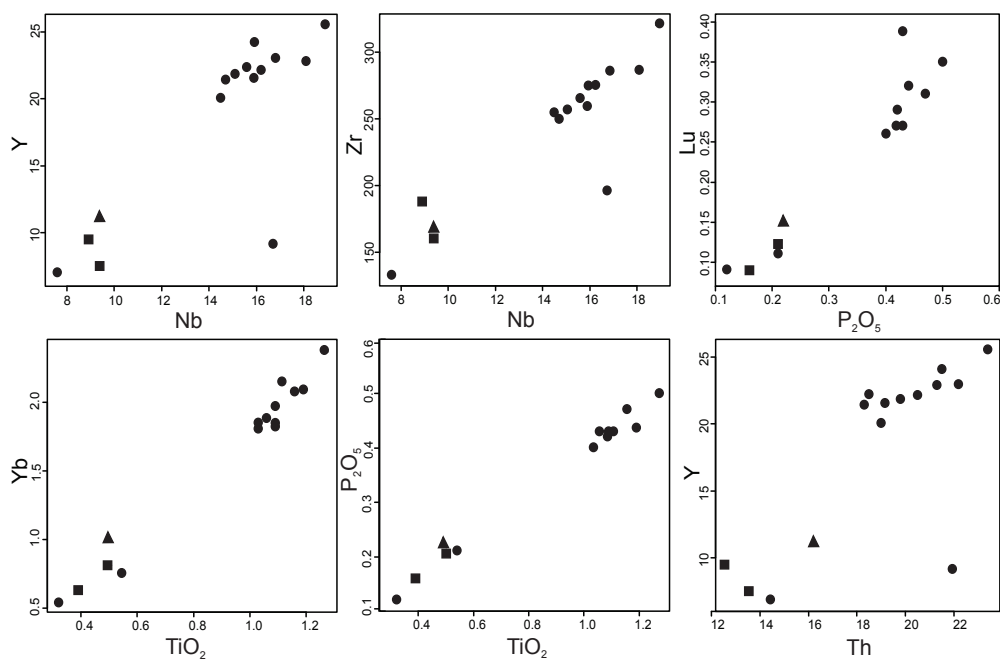


Figura 8. Diagramas binários dos diques latífticos mostrando forte correlação positiva entre os pares dos elementos: Ti, Zr, P, Nb, Th, Y e ETR. Legenda como na figura 6.

Os diques estudados mostram elevados teores de Sr, maiores que 600 ppm, sendo os teores mais baixos típicos do grupo alto-Ti; para o Ba, os teores são maiores de 1000 ppm e para o Rb, variando de 60 a 150ppm, característicos de rochas de afinidade shoshonítica, metaluminosa (Fig. 9A).

O padrão de ETR dos diques latífticos, obtidos com a normalização dos dados pelos valores condríticos de Boynton (1984) (Fig. 9B), é de forte paralelismo com as rochas da ASLS, com enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP, com valores de LaN que variam de 100 a 450 e de LuN entre 4 e 20. Uma fraca anomalia de Eu, possível resultado do fracionamento de plagioclásios, está presente nos padrões, que são típicos de rochas de afinidade shoshonítica (Lima & Nardi, 1998).

O diagrama multielementos (*spidergram*) (Fig. 9C) retrata as semelhanças das rochas estudadas com aquelas derivadas de fontes semelhantes às dos basaltos de ilhas oceânicas (OIB). Ressaltam as fortes anomalias negativas de Nb, P e Ti, feições que registram os efeitos do metasomatismo causado por subducção litosférica prévia. Os padrões dos elementos litófilos de grande raio iônico (LILE), dos elementos litófilos de alto potencial iônico (HFS), ETR e P indicam uma origem comum para os diques latífticos e demais rochas da ASLS, e uma evolução semelhante, ou seja, pertencem a uma mesma associação magmática.

No diagrama de classificação tectônica de Pearce (1996) nota-se novamente a formação de dois grupos distintos nos diques da ASLS (Fig. 10): um com maior enriquecimento em Y e Nb, deslocando a distribuição das amostras no sentido dos

campos de rochas das séries alcalinas sódicas de ambiente intraplaca. Importante notar que o Rb não acompanha o crescimento conforme seria esperado se este *trend* fosse produto da diferenciação magmática. O Zr, Nb, Ti e Yb também formam duas populações distintas o que indica a evolução para fontes magmáticas de ambientes característico do magmatismo intraplaca. A razão Nb/Ta dos diques latífticos varia de 12 até 30, enquanto nos condritos, assim como em grande parte das rochas ígneas são encontrado valores próximos de 17,5 (Linnen & Keppler, 1997). As razões K_2O/Na_2O no grupo alto Ti variam em torno de 0,7, enquanto no grupo baixo Ti mostram valores em torno de 1,4. Consta-se assim, que o grupo alto-Ti mostra uma tendência para afinidade mais sódica, distanciando-se dos valores tipicamente shoshoníticos.

O geotermômetro fundamentado no conteúdo de Zr da rocha, intermediária ou ácida, considerando também a composição química global, expressa pelo parâmetro M (Watson & Harrison, 1983) foi utilizado para as amostras com teores de SiO_2 superiores a 60%. Observou-se um aumento da temperatura calculada, de 700 até 840°C quando o parâmetro M da rocha diminui, isto é, a saturação do magma em zircão ocorre a temperaturas menores quando a composição aproxima-se do extremo peralcalino. Conforme discutido por Miller et al. (2003), estas temperaturas são relativamente baixas para magmas intermediários e podem ser interpretadas como de saturação do zircão em estágios já avançados da cristalização, indicando, portanto, que os magmas eram subsaturados nos componentes deste mineral.

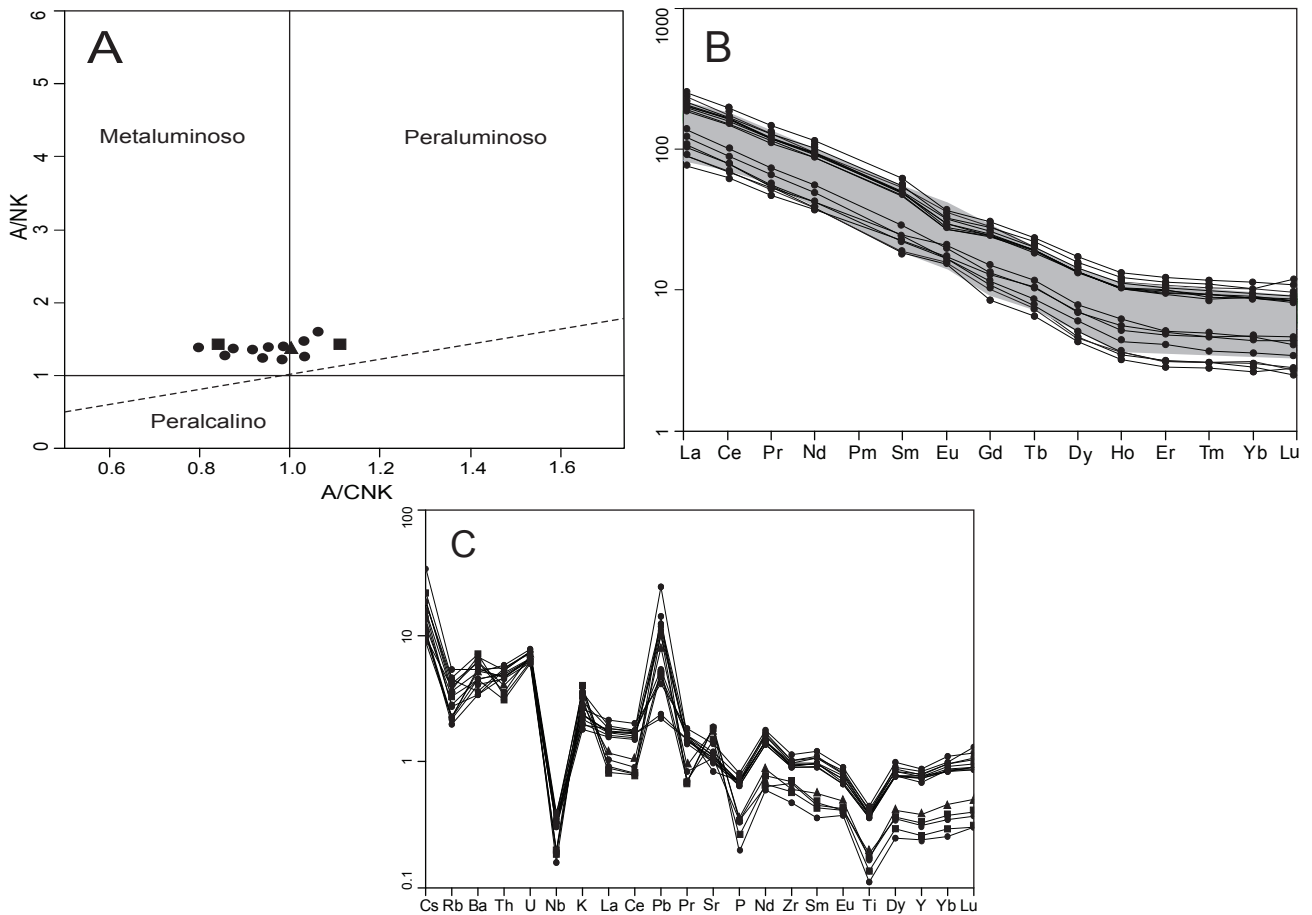


Figura 9. Diagramas de elementos maiores e traços: A) Diagrama A/NK versus A/CNK sugerido por Maniar & Piccoli (1989) B) Distribuição dos ETR dos diques latíticos normalizadas pelo padrão condritico de Boynton (1984); C) Diagrama multielementos (*spidergram*) mostrando o padrão dos elementos traços normalizados para OIB (Sun & McDonough, 1989).

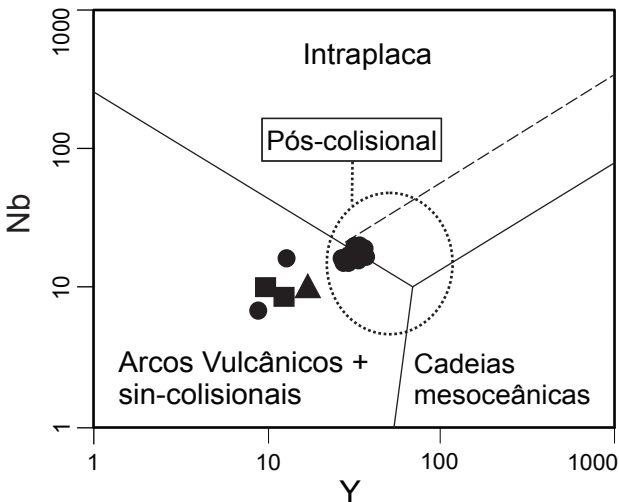


Figura 10. Diagrama Nb-Y de discriminação tectônica de Pearce (1996).

5. Discussão dos resultados

5.1. Os diques latíticos e os fluídos magmáticos

O conjunto de diques latíticos corta os Monzonitos Hipabissais definidos por Liz *et al.* (2004), com idade obtida a partir de análises de U-

Pb em zircão, SHRIMP, de 587 ± 4 Ma (Liz *et al.*, 2009). Os diques latíticos possuem textura em geral afanítica, apresentando também termos porfíricos, compostos (vesiculares) e autoclásticos. Em campo, a principal diferença com relação aos monzonitos porfíricos descritos por Liz *et al.* (2004) é a maior quantidade de matriz e menor dimensão dos fenocristais dos diques latíticos.

É importante ressaltar a presença abundante de amígdalas, preenchidas predominantemente por carbonatos e clorita, ricas em sulfetos, nos quais foram identificadas inclusões de ouro metálico. A presença dessas amígdalas, restrita ao domínio vesiculoso, sempre associadas à matriz afanítica que é caracterizada por um aspecto vitrófiro autoclástico, além de apresentar texturas traquíticas que indicam fluxo magmático – sugere que as amígdalas formaram-se durante a cristalização do magma, no chamado segundo ponto de ebulição, quando a supersaturação de voláteis no sistema foi atingida. Fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino, e cristais precoces, euédricos, de pirita e outros sulfetos quebrados pelo processo de brechação, incluso numa matriz microcristalina e vitrófira, assim como a intensa autobrechação

que preserva as texturas traquíticas, indicam a formação destas texturas durante o intervalo *liquidus* do sistema, o que apóia a origem magmática para estas feições e minerais.

Dentre os sulfetos, destaca-se a abundante presença de pirita. Distinguem-se duas gerações deste mineral: (i) uma euédrica, sem inclusões, presente no domínio afanítico dos diques compostos autoclásticos como cristais precoces inclusos na matriz vitrófira, (ii) cristais de pirita euédrica com abundantes inclusões de outros sulfetos e óxidos (rutilo), que ocorrem no domínio vesiculado, presentes em inclusões nas amígdalas. Estes cristais também se apresentam intensamente corroídos e substituídos por fases hidrotermais posteriores, como epidoto. Uma terceira geração de pirita é constituída por cristais anédricos, que substituem e envolvem minerais ferro-magnesianos, como a biotita e clorita. Esta terceira geração é observada principalmente nos diques latíticos com anfibólio.

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

Propõe-se que as rochas do grupo alto-Ti, que também tem alto Fe_2O_3 , P_2O_5 , HFS, LILE e ETR seriam derivadas de pulso magmático mais tardio que o baixo Ti. Um aumento do conteúdo de Fe nos magmas parentais pode estar associado a um menor grau de oxidação e hidratação da fonte. Isto estaria de acordo com seu caráter mais tardio, quando o efeito da subducção nas fontes mantélicas foi menos pronunciado, e por consequência o grau de oxidação é menor; o Fe, menos oxidado, é mais incompatível, e as taxas de fusão possíveis são menores devido à menor disponibilidade de água no protólito. As razões K_2O/Na_2O mais baixas dos diques alto-Ti, indicam uma evolução das fontes e processos no sentido da produção de magmas mais sódicos, como é comum na evolução do magmatismo pós-colisional ou de arcos maduros.

5.2. Mineralização de ouro e sulfetos: papel da mistura de magmas

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

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

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

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

A possível mistura de magmas latíticos com magmas lamprofíricos pode ter gerado as condições ideais de transporte e precipitação do Au em complexos sulfetados (tio-sulfetos). Vários fatores como mudanças no estado de oxidação, na composição do sistema magmático, na temperatura de

magmas ascendentes, juntamente com processos de cristalização, desgaseificação ou mistura homogênea/heterogênea de magmas, podem provocar uma mudança drástica na solubilidade do enxofre (Métrich & Mandeville, 2010). A mistura dos magmas, com o aporte dos magmas lamprofíricos, pode ser responsável por um aumento do potencial de oxidação e dos voláteis no sistema, desencadeando assim, a supersaturação em voláteis, a deposição dos sulfetos magmáticos com ouro e a formação das soluções hidrotermais que geraram as amígdalas dos diques compostos autoclásticos. Estudos realizados por Mexias *et al.* (2005) revelaram que compostos de enxofre, e não de cloro, parecem ter dominado o transporte de complexos de Au na área do Bloco de Butiá, à oeste do Complexo Granítico de Lavras, relacionada a estas mineralizações. Lamprófiros também possuem composições magmáticas (alto teor de CO₂ e de halogênios) potencialmente favoráveis para o transporte de Au do manto para a crosta (Rock *et al.*, 1988a; Rock, 1991). São tipicamente enriquecidos em LILE, ETRL, e voláteis como CO₂, H₂O, F, e Cl (Rock, 1987; Rock *et al.*, 1990), que são acomodados na estrutura cristalina de minerais hidratados como anfibólios ou micas, ou inclusos nos carbonatos, zeolitas, epidotos, fluoritas ou sulfatos primários (Rock *et al.*, 1988b). O fracionamento destes magmas parentais enriquecidos em metais preciosos, sob condições de subsaturação em S, pode levar ao progressivo enriquecimento de Au e PGE, contanto que a fusão não atinja a saturação em S (Brüggmann *et al.*, 1987; Taylor *et al.*, 1994). Sob condições de alta fO₂, os sulfetos são instabilizados em relação aos sulfatos no magma e a segregação de uma fusão sulfetada se torna impossível (Richards, 1995). Sob estas condições, os elementos calcófilos comportam-se incompativelmente na fusão, tornando-se facilmente enriquecidos durante o fracionamento (Müller & Groves, 1997). Adicionalmente, a alta fO₂ pode prorrogar a saturação do enxofre até que o sistema atinja a saturação em voláteis, gerando assim fluidos hidrotermais enriquecidos em elementos calcófilos (Richards, 1995), processo semelhante à formação das amígdalas nos diques compostos autoclásticos. Portanto, o enriquecimento de Au e PGE observado em diversos lamprófiros potássicos pode ser uma feição primária (Müller & Groves, 1997).

No caso dos diques latíticos da ASLS, o comportamento explosivo, a mudança no estado de oxidação – registrada pela desestabilização das fases sulfetadas e geração de ilmenita e anidrita – a formação das vesículas e a intensa brechação ainda em temperaturas *liquidus* do sistema, podem ser

atribuídas à mistura com os magmas lamprofíricos, promotores do aumento do conteúdo de voláteis, da elevação da fO₂, e do aumento de temperatura do sistema magmático. A alta fO₂ pode ter contribuído para manter o enxofre na fase líquida, juntamente com o ouro, até a supersaturação de voláteis, formando soluções hidrotermais ricas nesses elementos durante o segundo ponto de ebulição, com a formação das vesículas e a precipitação dos sulfetos (± ouro). Diversos autores têm ressaltado o papel dos magmas formadores de lamprófiros e dos processos de mistura magmática na formação de depósitos sulfetados (Müller & Groves, 1997; Hattori & Keith, 2001; Seedorff *et al.*, 2005; Audétat & Pettke, 2006). Os baixos teores de Au (de <0,5 a 6,7 ppb) e os baixos teores de S, em geral menores que 0,1 ppm, dos diques latíticos podem ser explicados como resultado do segundo ponto de ebulição e a conseqüente concentração destes na fase fluída hidrotermal, ao mesmo tempo reforça a proposição de que ambos elementos foram acrescidos ao sistema pelos magmas geradores dos lamprófiros.

Depósitos minerais do tipo pórfiro e epitermais associados com magmatismo pós-subducção são enriquecidos em Au quando comparados a diversos depósitos relacionados à zonas de arcos, uma característica que pode refletir a refusão de pequenas quantidades de sulfetos residuais deixados na litosfera profunda pelo magmatismo de arco (Richards, 2009). A quantidade de sulfetos no magmatismo de arco é de modo geral pequena, devido às condições oxidantes. Isto faz com que os poucos sulfetos formados na litosfera profunda, sejam enriquecidos em Au e outros elementos siderófilos. Durante o magmatismo de pós-subducção esses pequenos volumes de sulfetos serão refundidos, liberando os conteúdos metálicos ao magma alcalino silicatado (Richards, 2009). O estágio final de partição destes metais para fluidos hidrotermais exsolvidos durante o resfriamento e cristalização deste magma em níveis crustais superficiais, gera depósitos minerais similares aos depósitos pórfiros e epitermais relacionados à zona de arcos, porém mais enriquecidos em Au e geralmente apresentando mais baixa sulfetação (Richards, 2009).

Isótopos de enxofre foram analisados por Remus *et al.* (2000) em sulfetos do minério das minas de Camaquã (pirita, calcopirita, e bornita) e Santa Rita (galena e esfalerita) para investigar a fonte do enxofre e a temperatura de deposição dos sulfetos. Piritas das minas de Cerro Rico e Butiá também foram analisadas para comparação. Os resultados de δ³⁴S são bastante homogêneos em ambos os depósitos e prospectos, com valores vari-

ando de -1,8 até + 0,6‰ para a mina do Camaquã, -2,6 até +1,1‰ para o depósito de Santa Rita e +1,7 até +2,2‰ para os prospectos de Cerro Rico e Butiá (Remus *et al.* 2000). Resultados prévios para ambos depósitos são muito similares à esses dados, e todos eles indicam uma origem magmática para o enxofre como sugerido por Remus *et al.* (2000). Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ de -3,6 até +4,1‰ em cinco amostras compostas constituídas de esfalerita e galena do Depósito de Santa Maria também são consistentes com uma origem magmática para o enxofre.

6. Considerações finais

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

No caso de sistemas de diques alimentadores estas texturas fragmentárias características de ignimbritos podem ser definidas como texturas do tipo *tuff-like* (Manley, 1996). O resultado final é um vitrófiro autoclástico, texturalmente extremamente heterogêneo com áreas de fluxo de lava-foliados e uma série de constituintes comuns em rochas piroclásticas. Tais feições são aqui atribuídas a supersaturação de voláteis no sistema e conseqüente formação do segundo ponto de ebulição, que é, possivelmente, o resultado da mistura entre os magmas latíticos e lamprófiricos. Grãos de ouro metálico foram identificados em análises realizadas com microscopia eletrônica de varredura – MEV, nos diques compostos autoclásticos e nos diques latíticos com anfibólio. O Au aparece associado com cristais de pirita euédrica, primária; e também com

grãos de anidrita (picos de S e Ca) e calcopirita. Admite-se que o magma lamprófirico pode ser a fonte principal do ouro e enxofre no sistema. Magmas básicos possuem grande capacidade de transferir Au e S do manto para a crosta superficial, como resultado da alta solubilidade do S em magmas básicos. Quando possuem afinidade alcalina os teores de S chegam a valores > 3.000 ppm. Já nos magmas félsicos, o S tem baixa solubilidade, pois esta acompanha a diminuição do ferro em fusões silicatadas (Hattori & Keith, 2001). O papel dos magmas básicos é fornecer ou adicionar Au e S à câmara magmática e acrescentar calor para retardar a solidificação do magma, promovendo uma longa atividade vulcano-plutônica (Audétat & Pettke, 2006). A mistura entre magmas máficos e félsicos resulta na precipitação de quantidades significativas de sulfetos. Tanto em sistemas vulcânicos ativos como fósseis, as injeções de magmas básicos são caracterizadas por composições de elevada alcalinidade, frequentemente de afinidade shoshonítica, com alto grau de oxidação e altos teores de S – de 1.000 a 5.000 ppm (Audétat & Pettke, 2006). Câmaras magmáticas rasas com magmas félsicos, proporcionam longa atividade hidrotermal que concentra cobre e outros metais em depósitos minerais (Hattori & Keith, 2001). Este seria o papel dos magmas latíticos na ASLS, que com um aumento do potencial de oxidação e supersaturação de voláteis no sistema, atinge o segundo ponto de ebulição (ebulição ressurgente), desencadeando a desestabilização dos complexos de Au-S-Cl com precipitação dos sulfetos magmáticos portadores de Au e a formação das soluções hidrotermais ricas nestes elementos.

Agradecimentos - Ao CNPq e CAPES pelos auxílios de pesquisa e bolsa de mestrado (CNPq: bolsa de mestrado processo nº 137990/2009-0; CNPq Universal nº 471141/2009-7, CNPq Universal 470505/2010-9, CAPES/COFECUB nº 619-08, PRONEX: 10/0045-6). Ao PPGGEO e IGEO-UFRGS pela disponibilização da infraestrutura e logística.

Referências

- Audétat, A. & Pettke, T. 2006. Evolution of a porphyry-Cu mineralized magma system at Santa Rita, New Mexico (USA). *Journal of Petrology*, 47(10): 2021-2046.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p. 63-114.
- Brüggemann, G.E., Arndt, N.T., Hofmann, A.W. & Tobschall,

- H.J. 1987. Noble metal abundances in komatiite suites from Alexo, Ontário, and Gorgona Island, Colômbia. *Geochimica et Cosmoquímica Acta*, 51: 2159-2169.
- Candela, P.A. 1989. Ore deposition associated with magmas. In: Whitney, J.A., Naldrett, A.J. (eds.). *Felsic magmas, volatiles, and metallogenesis*. El Paso, The Economic Geology Publishing Company, p. 223-233.
- Chaffe, M.A. 1982. Advanced in geology of the porphyry copper deposits: Southwestern North America. In: Titley, S.R. (ed.). *A geochemical study of the Kalamazoo porphyry copper deposits*. Tucson, Arizona, The University of Arizona Press, p. 211-226.
- Crocket, J.H. 1979. Platinum-group elements in mafic and ultramafic rocks: a survey. *Canadian Mineralogist*, 17: 391-402.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Granclaude, P. & Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2 diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- Gastal, M.C.P., Ferreira, F.J.F., Lafon, J.M., Rolim, S.B.A., Fialho, C.F. & Fernandes, G.A. 2002. O sistema vulcano-plutônico de subsidiência representado pelo complexo intrusivo Lavras do Sul, RS. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002. Belém - PA, *Anais...*, p. 111.
- Handley, G.A. & Henry, D.D. 1990. Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea. In: Hughes, F.E. (ed.). *Porgera gold deposit*. Parkville, The Australian Institute of Mining and Metallurgy, p. 1717-1724.
- Hartmann, L.A.; Nardi, L.V.S.; Formoso, M.L.L.; Remus, M.V.D.; Lima, E.F. & Mexias, A. 1999. Magmatism and metallogeny in the crustal evolution of Rio Grande do Sul Shield, Brazil. *Pesquisas*, 26(2): 45-63.
- Hattori, K.H. & Keith, J.D. 2001. Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, USA. *Mineralium Deposita*, 36: 799-806.
- Heithersay, P.S. & Walshe, J.L. 1995. Endeavor 26 North: a porphyry copper-gold deposit in the Late Ordovician shoshonitic Goonumbla volcanic complex, New South Wales, Australia. *Economic Geology*, 90: 1506-1532.
- Kwak, T.A.P. 1990. Geochemical and temperature controls on the ore mineralization at the Emperor gold mine, Vatukoula, Fiji. *Journal of Geochemical Exploration*, 36: 297-337.
- Le Maitre, R. W. 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Sub-commission on the Systematics of Igneous Rocks*, Cambridge University Press, 236 p.
- Lima, E.F. 1995. *Petrologia das Rochas Vulcânicas e Hipabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul - ASLS, RS*. Porto Alegre, 338 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1998. The Lavras do Sul shoshonitic association: implications for origin and evolution of eoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 11(1): 67-77.
- Lickfold, V. 1999. Textural characteristics of porphyritic intrusions related to Cu-Au mineralisation in the Endeavour 26 North and Endeavour 27 deposits, Goonumbla, NSW, Australia. In: THE AUSTRALASIAN INSTITUTE OF MINING AND METALLURGY PACRIM '99, 1999, Bali, *Anais*. p. 255-262.
- Linnen, R.L. & Keppler, H. 1997. Columbite solubility in granitic melts: consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the earth's crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128: 213-227.
- Liz, J.D., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Hartmann, L.A. & Gonçalves, C.R.H. 2004. Aspectos petrográficos e composicionais do sistema multi-intrusivo da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (RS) e seu potencial para mineralizações de ouro e sulfetos. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4): 539-552.
- Liz, J.D., Lima E.F., Nardi L.V.S., Sommer, C.A., Saldanha, D.L. & Pierosan, R. 2009. Petrologia e sucessão estratigráfica das rochas monzoníticas da associação shoshonítica de Lavras do Sul (RS). *Revista Brasileira de Geociências*, 39(2): 244-255.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- Manley, C.H. 1996. In situ formation of welded tuff-like textures in the carapace of a voluminous silicic lava flow, Owyhee County, SW Idaho. *Bulletin of Volcanology*, (57): 672-686.
- Métrich, N. & Mandeville, C.W. 2010. Sulfur in magmas. *Elements*, 6(2): 81-86.
- Mexias, A.S., Gomes, M.E.B., Formoso, M.L.L. & Meunier, A. 1994. Considerações sobre a alteração hidrotermal da área Bloco do Butiá (Complexo Granítico Lavras), Lavras do Sul/RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994. Camboriú. *Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG, v1. p. 126-128.
- Mexias, A.S., Berger, G., Gomes, M.E.B., Formoso, M.L.L., Dani, N., Frantz, J.C. & Bongioiolo, E.M. 2005. Geochemi-

- cal modeling of gold precipitation conditions in the Bloco do Butiá Mine, Lavras do Sul/Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 77(4): 717-728.
- Mexias, A.S., Bongioiolo, E.M., Gomes, M.E.B., Formoso, M.L.L. & Frantz, J.C. 2007. *Alterações hidrotermais e mineralizações nas rochas da Associação Plutono-Vulcano-Sedimentar da região de Lavras do Sul-RS*. In: Ianuzzi, R., Frantz, J.C. (eds.) 50 Anos de Geologia: Instituto de Geologia. Contribuições. Porto Alegre, Ed. Comunicação e Identidade, p. 143-159.
- Miller, C.F., McDowell, S.M. & Mapes, E.W. 2003. Hot and cold granites? Implications for zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31(6): 529-532.
- Moyle, A.J., Doyle, B.J., Hoogvliet, H. & Ware, A.R. 1990. Geology of the mineral resources of Australia and Papua New Guinea. In: Hughes, H.E. (ed.). *Ladlam gold deposit, Lihir Island*. Parkville, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 1793-1805.
- Müller, D. & Groves, D.I. 1993. Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. *Ore Geology Reviews*, 8: 383-406.
- Müller, D. & Groves, D.I. 1997. *Potassic igneous rocks and associated Gold – Cooper mineralization*. New York, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 240 p.
- Nardi, L.V.S. 1984. *Geochemistry and petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil*. Londres, 268 p. PhD Thesis, London University.
- Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 1985. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 15:139-146.
- Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 1988. Hidrotermalismo no Complexo Granítico Lavras e vulcânicas associadas, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(3): 369-375.
- Pearce, J. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4):120-125.
- Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A. & Fletcher, I.R. 1997. Zircon SHRIMP dating and Nd isotope data of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence for an Archaean/Paleoproterozoic basement. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION, 2, 1997, Salvador, Brazil. *Extended Abstracts...* Salvador, Brazil, p. 271-272.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., Mcnaughton, N.J., Groves, D.I. & Reischl, J.L. 2000. Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. *Gondwana Research*, 3(2): 155-174.
- Richards, J.P. 1995. Magmas, fluids, and ore deposits. In: Thompson, J.F.H. (ed.). *Alkalic-type epithermal gold deposits – a review*. Toronto, Mineralogical Association of Canada, p. 367-400.
- Richards, J.P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *The Geological Society of America*, 37(3): 247-250.
- Rock, N.M.S. 1987. Alkaline igneous rocks. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (eds.). *The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions and derivations*. London, Geological Society, p. 191-226.
- Rock, N.M.S. 1991. Lamprophyres. Glasgow, Blakie, 258p.
- Rock, N.M.S., Groves, D.I. & Ramsay, R.R. 1988a. Advances in understanding Precambrian gold deposits volume II. In: Ho, S.E., Groves, D.I. (eds.). *Lamprophyres: a girl's best friend?*. Perth, The University of Western Australia, p. 295-308.
- Rock, N.M.S., Hallberg, J.A., Groves, D.I. & Mather, P.J. 1988b. Advances in understanding Precambrian gold deposits volume II. In: Ho, S.E., Groves, D.I. (eds.). *Archean lamprophyres in the gold-fields of the Yilgarn Block, Western Australia: new indications of their widespread distribution and significance*. Perth, The University of Western Australia, p. 245-275.
- Rock, M.S., Taylor, W.R. & Perring, C.S. 1990. Gold deposits of the archaean Yilgarn Block, western Australia: nature, genesis and exploration guides. In: Ho, S.E., Groves, D.I., Bennett, J.M. (eds.). *Lamprophyres – what are lamprophyres?* Perth, Geology Key Centre & University Extension, the University of Western Australia, p. 128-135.
- Rigo, D., Mexias, A.S., Gomes, M.E.B. & Frantz, C.J. 2010. Rochas lamprofíricas hidrotermalizadas e suas relações com a mineralização auro-cuprífera no Distrito Aurífero de Lavras do Sul-RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45, 2010, Belém. *Anais...*, Belém, SBG, v.1.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Einaudi, T.M., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A. & Barton, M.D. 2005. Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology*, volume de 100th aniversário, p 251-298.
- Setterfield, N.T., Eaton, P.C., Rose, W.J. & Sparks, R.S.J. 1991. The Tavua caldera, Fiji: a complex shoshonitic caldera formed by concurrent faulting and downsagging. *Journal of the Geological Society*, 148: 115-127.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D. & Waichel, B.L. 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic, alkaline

- volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78(3): 573-589.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D. & Waichel, B.L. 2005a. The Neoproterozoic Mildly-Alkaline Bimodal Volcanism. In: Southern Brazil: Geological And Geochemical Aspects. *International Geology Review*, 47(10): 1090-1110.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G. & Pierosan, R. 2005b. Potassic and low- and high- Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 18: 237-254.
- Sun S.S. & Mcdonough W.F. 1989. Chemical and Isotopic Systematics of oceanic basalts: Implications for Mantle Composition and processes. In: Saunders A.D. & Norry M.J. (eds.) *Magmatism in Ocean Basins*. London, Geological Society of London Special Publication, 42:313-345.
- Taylor, W.R., Rock, N.M.S., Groves, D.I. Perring, C.S. & Golding, S.D. 1994. Geochemistry of Archean shoshonitic lamprophyres from the Yilgarn Block, Western Australia: Au abundance and association with gold mineralization. *Applied Geochemistry*, 9: 197-222.
- Watson, E.B. & Harrison, T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64: 295-304.
- Winchester, J. A. & Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20:325-343.

