

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

**ROCHAS ANDESÍTICAS E LAMPROFÍRICAS NEOPROTEROZOICAS DA  
REGIÃO DO TUPANCI, RS: PETROLOGIA E MINERALIZAÇÕES  
ASSOCIADAS**

LUIS FERNANDO DE LARA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

COORIENTADOR: Prof. Dr. Vinicius Matté

Porto Alegre – 2023

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

**ROCHAS ANDESÍTICAS E LAMPROFÍRICAS NEOPROTEROZOICAS DA  
REGIÃO DO TUPANCI, RS: PETROLOGIA E MINERALIZAÇÕES  
ASSOCIADAS**

LUIS FERNANDO DE LARA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

COORIENTADOR – Prof. Dr. Vinicius Matté

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Breno Leitão Waichel - UFSC

Prof. Dr. Edinei Koester – UFRGS

Prof. Dr. Matheus Silva Simões - UNIPAMPA

Dissertação de Mestrado apresentada como  
requisito parcial à obtenção do título de  
Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2023

## CIP - Catalogação na Publicação

de Lara, Luis Fernando

Rochas andesíticas e lampróficas neoproterozoicas da região do Tupanci, RS: petrologia e mineralizações associadas / Luis Fernando de Lara. -- 2023.

100 f.

Orientador: Carlos Augusto Sommer.

Coorientador: Vinicius Matté.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS, 2023.

1. Magmatismo shoshonítico. 2. Lamprófiros. 3. Lamprófiro piroclástico. 4. Mineralizações de Au. I. Sommer, Carlos Augusto, orient. II. Matté, Vinicius, coorient. III. Título.

## **AGRADECIMENTOS**

A elaboração deste trabalho só foi possível através da participação de diversas pessoas que contribuíram, de forma acadêmica ou meramente rotineira, desde o início da graduação até a conclusão deste mestrado. Estas contribuições tiveram um papel substancial durante este período e que, assim como um magma, me permitiram evoluir. Portanto, o mínimo que posso fazer é prestar os devidos agradecimentos a todos que participaram deste trabalho.

Aos meus orientadores, Prof. Carlos Sommer e Prof. Vinicius Matté, eu agradeço pela oportunidade, pelo apoio e pela paciência. Sem as suas respectivas participações, jamais estaria aqui escrevendo estas linhas, dissertando sobre este fantástico assunto que envolve shoshonítos, lamprófiros e mineralizações.

Agradeço a toda equipe de pesquisa, desde aqueles que participaram inicialmente deste projeto, através da coleta de dados, como ao nosso atual grupo, que contribuiu através de discussões e conversas para o desenvolvimento deste tema.

Agradeço a minha família pela união e pelo apoio durante esta fase, não foi nada fácil. Em especial, dedico este trabalho a minha mãe, Dirce, pois ainda temos uma batalha a ser vencida.

Por fim, agradeço a UFRGS, ao Instituto de Geociências e a CAPES, pela excelente conduta durante a pandemia de COVID 19, pela excelência na formação acadêmica e pelo apoio financeiro. Sem todo este conjunto, minhas ideias nunca sairiam do papel, ou melhor, nunca estariam aqui registradas.

## RESUMO

Mineralizações de Au e sulfetos ocorrem no Escudo Sul-Rio-Grandense, sendo que importantes ocorrências destes metais são reportadas e atribuídas a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS). Vários autores apontam para uma significativa participação de rochas andesíticas e lamprofíricas na formação destes depósitos. A região do Tupanci conta com a presença de andesitos e lamprófios, estratigraficamente correlacionados a rochas vulcânicas da ASLS (Formação Hilário), representando a exposições mais setentrionais deste magmatismo. A ASLS configura-se como uma das mais completas associações shoshonítica neoproterozoicas (ca. 590-592 Ma) do sul do Brasil, contendo rochas plutônicas, vulcânicas e hipabissais, relacionadas ao estágio pós-colisional da orogenia Brasileira/Pan-Africana. As rochas andesíticas da região do Tupanci ocorrem na forma de derrames, sendo sobrepostos por depósitos vulcanoclásticos de composição andesíticas, produto do retrabalhamento da unidade vulcânica. Os lamprófios ocorrem na forma de diques, com direção N-NW, intrusivos em rochas do embasamento metamórfico e nos derrames andesíticos, sendo texturalmente separados e classificados como espessartito e lúpili tufo lamprofírico. Destaca-se a forma singular de ocorrência do lúpili tufo lamprofírico, análogo a intrusões kimberlíticas piroclásticas do tipo Kimberley, retratando manifestações explosivas vinculadas aos lamprófios da ASLS. Ambas as ocorrências apresentam características de rochas calcioalcalinas de alto-K ou shoshonítica, evidenciada pelo enriquecimento em LILE e ETRL, anomalias negativas de Ti e Nb, somado a anomalias positivas de Pb e a ausência de anomalias de Eu. Estes atributos reforçam a relação das rochas andesíticas e lamprofíricas com as rochas correlatas da ASLS. A presença de Au e platina na matriz do lúpili tufo lamprofírico, destaca a importância econômica destas rochas para as ocorrências minerais da região, onde futuros estudos podem melhor definir o potencial metalogenético para as rochas da região do Tupanci.

Palavras-Chave: Magmatismo shoshonítico; Lamprófios; Mineralizações de Au; Lamprófiro piroclástico.

## ABSTRACT

Au and sulfide mineralization occur in the Sul-Rio-Grandense Shield, and important occurrences of these metals are reported and attributed to the Lavras do Sul Shoshonitic Association (LSSA). Several authors point to a significant participation of andesitic and lamprophyric rocks in the formation of these deposits. The Tupanci area has the presence of andesites and lamprophyres, stratigraphically correlated to LSSA volcanic rocks (Hilário Formation), representing the northernmost exposures of this magmatism. The LSSA is one of the most complete Neoproterozoic Shoshonitic associations (ca. 592-590-Ma) in southern Brazil, containing plutonic, volcanic and hypabyssal rocks, related to the post-collisional stage of the Brasiliano/Pan-African orogeny. The andesitic rocks of the Tupanci area occur in the form of flows, being superimposed by volcanoclastic deposits of andesitic composition, product of the reworking of the volcanic unit. Lamprophyres occur in the form of dykes, with N-NW direction, intrusive in rocks of the metamorphic basement and in andesitic flows, being texturally separated and classified as spessartite and lamprophyric lapilli-tuff. The singular form of occurrence of the lamprophyric lapilli-tuff stands out, analogous to Kimberley-type pyroclastic kimberlitic intrusions, depicting explosive manifestations linked to LSSA lamprophyres. Both occurrences show characteristics of high-K calc-alkaline or shoshonitic rocks, evidenced by LILE and LREE enrichment, negative Ti and Nb anomalies, plus positive Pb anomalies and the absence of Eu anomalies. These attributes reinforce the relationship of andesitic and lamprophyric rocks with related LSSA rocks. The presence of Au and platinum in the groundmass of lamprophyric lapilli-tuff, highlights the economic importance of these rocks for the mineral occurrences in the region, where future studies can better define the metallogenetic potential for the rocks of the Tupanci area.

Keywords: Shoshonitic magmatism; Lamprophyres; Au mineralization; Pyroclastic lamprophyre.

## LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 1: A) Localização e compartimentação geotectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense (modificado de Hatmann et. al., 2007); B) Contexto geológico regional e localização das principais ocorrências vulcânicas da Bacia do Camaquã (modificado de Wildner et al., 2002).</i> .....	16
<i>Figura 2 – Mapa geológico simplificado da região do Tupanci (modificado de Menegotto e Medeiros, 1976 e Barrios, 2015).</i> .....	21
<i>Figura 3 - Diagrama Rb/Sr vs Ba/Rb para determinação da fase potássica na fonte (modificado de Furman e Graham, 1999).</i> .....	23
<i>Figura 4 – Ce vs. Yb para shoshonitos de várias partes do mundo (modificado de Gill et al., 2004).</i> .....	24
<i>Figura 5 - Diagrama TAS com campos definidos para lamprófiros calcio alcalinos (CAL), alcalinos (AL) e ultramáficos (UML) (modificado de Rock, 1987).</i> .....	28
<i>Figura 6 - Classificação de lamprófiros (modificado de Rock, 1987).</i> .....	29
<i>Figura 7 - Perfil idealizado dos três tipos de "vents" kimberlíticos. (A) kimberlito piroclástico do tipo Fort à la Corne; (B) kimberlito piroclástico do tipo Kimberley; (C) Kimberlito vulcanoclástico do tipo Lac de Grass (Mitchell, 2021).</i> .....	32
<i>Figura 8 - Relações morfológicas idealizadas de lamproitos entre lavas, rochas piroclásticas, hipabissais e plutônicas (modificado de Mitchell, 2021).</i> .....	34
<i>Figura 9 - Sistema magmático kimberlítico idealizado, ilustrando relações entre fácies cratera e fácies hipabissais, para kimberlitos piroclásticos do tipo Kimberley (Mitchell, 1986).</i> .....	35
<i>Figura 10 - Estágios do desenvolvimento de um diatrema. A formação de tubos embrionários é mostrada na figura superior como uma série de intrusões discretas de kimberlitos (numerados de 1 a 8), com kimberlitos piroclásticos substituindo corpos anteriormente colocados, rompendo a superfície. Brechas de contato (preta) de rochas encaixantes, fornecem uma fonte de xenólitos crustais. Após o avanço para a superfície, considera-se que todo o sistema forma: (1) um leito fluidizado formado por magma a desgaseificação resultando na destruição do tubo embrionário e no transporte ascendente e descendente de autólitos kimberlíticos, magmaclastos e xenólitos, ou: (2) o diatrema se desenvolve como um foco migratório descendente de hidrovulcanismo em uma abertura pré-existente. A água necessária para este processo é considerada água meteórica (modificado de Mitchell, 2021).</i> .....	37

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO .....</b>	<b>8</b>
<b>2</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>9</b>
2.1	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA .....	10
2.2	OBJETIVOS .....	11
<b>3</b>	<b>ESTADO DA ARTE .....</b>	<b>12</b>
3.1	CONTEXTO GEOLÓGICO .....	12
3.1.1	<i>Os Ciclos Vulcânicos da Bacia do Camaquã</i> .....	13
3.1.2	<i>O Vulcanismo Hilário e a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul</i> 17	
3.1.3	<i>Geologia da região do Tupanci</i> .....	20
3.2	O MAGMATISMO SHOSHONÍTICO .....	21
3.3	LAMPRÓFIROS: UMA BREVE REVISÃO CONCEITUAL .....	25
3.3.1	<i>Ocorrências</i> .....	27
3.3.2	<i>Classificação</i> .....	27
3.4	LAMPRÓFIROS: PROCESSOS EFUSIVOS X EXPLOSIVOS E MODELOS ANÁLOGOS ..	29
3.4.1	<i>Kimberlitos</i> .....	30
3.4.2	<i>Lamproítos</i> .....	30
3.4.3	<i>Intrusões kimberlíticas e lamproíticas</i> .....	31
3.4.4	<i>Formas intrusivas de kimberlitos e lamproítos</i> .....	33
3.5	MINERALIZAÇÃO DE OURO E SULFETOS RELACIONADOS AO MAGMATISMO SHOSHONÍTICO .....	38
<b>4</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>42</b>
4.1	LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO .....	42
4.2	OBTENÇÃO DOS DADOS .....	42
4.2.1	<i>Litoquímica</i> .....	42
4.2.2	<i>Química mineral</i> .....	43
4.2.3	<i>Microscópio eletrônico de varredura (MEV)</i> .....	43
4.2.4	<i>Processamento dos dados</i> .....	43
<b>5</b>	<b>PRINCIPAIS CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>44</b>
<b>6</b>	<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>45</b>
<b>7</b>	<b>ARTIGO SUBMETIDO .....</b>	<b>56</b>
<b>8</b>	<b>ANEXOS .....</b>	<b>98</b>



## 1 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em função de um artigo científico, submetido ao periódico “*Journal of South American Earth Sciences*”. Assim, a organização do trabalho compreende os seguintes capítulos:

1. **Introdução** sobre o tema e descrição do objeto de pesquisa de mestrado, caracterização do problema, principais objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvida;
2. O **Estado da arte** sobre o tema de pesquisa e o contexto geológico da área de estudo;
3. A **Metodologia** utilizada para a obtenção dos resultados;
4. **Principais resultados e considerações finais** sobre o trabalho;
5. **Artigo científico** submetido ao periódico “*Journal of South American Earth Sciences*”, apresentando os principais resultados e suas implicações para área de estudo.

## 2 INTRODUÇÃO

O magmatismo shoshonítico revela importantes informações acerca da evolução geológica do planeta, permitindo a reconstrução de ambientes antigos, devido a sua conexão com ambientes convergentes, dentro do contexto da tectônica de placas. As rochas vulcânicas relacionadas a esse magmatismo são, predominantemente, representadas por basaltos e andesitos, que, junto aos demais litotipos gerados a partir destes magmas, despertam um grande interesse devido a sua importância econômica associada a mineralizações. A presença de lamprófiros também é destaque nesta associação de rochas, no qual apresentam uma estreita relação, espacial e temporal, a depósitos de Au, por mais que sua participação sobre a gênese desses depósitos ainda seja motivo de debate (Muller & Groves, 2019).

No estado do Rio Grande do Sul, estão presentes registros de diferentes sequências vulcânicas antigas, formadas em idades distintas e associadas a diversos ambientes geológicos. Dentro do contexto geológico do Escudo Sul-Rio-Grandense, uma das principais ocorrências de vulcanismo está relacionada à Formação Hilário, que reúne um grande volume de rochas vulcânicas shoshoníticas, correlacionadas a lamprófiros e a uma série de rochas subvulcânicas e plutônicas de composição semelhante. Esta unidade, vinculada ao período Ediacarano, está inserida dentro da Bacia do Camaquã, que é interpretada como um importante *locus* deposicional associado aos estágios finais do Ciclo Brasileiro-Panafricano no Rio Grande do Sul. Sua associação a mineralizações, junto aos termos subvulcânicos e plutônicos cronocorrelatos, destacam sua importância tanto em termos geológicos quanto econômicos.

O entendimento sobre esses depósitos vulcânicos e seus mecanismos formadores é fundamental para compreender sua gênese e a variação faciológica encontrada nessas rochas. A investigação destas sequências possibilita melhor entender e reconstruir, mesmo que em parte, seu cenário eruptivo no passado, bem como a gênese das mineralizações associadas a esses depósitos. Neste âmbito, esta dissertação propõe-se a investigar o contexto geológico regional e as características petrológicas e metalogenéticas dos litotipos vulcânicos intermediários que ocorrem nos Cerros Tupanci, podendo desta maneira, compreender, do ponto de vista petrogenético, a correlação estratigráfica com o vulcanismo da Formação Hilário, assim como a associação metalogenética com as rochas da região de Lavras do Sul.

## 2.1 Localização da área e caracterização do problema



A região do Tupanci está localizada na porção oeste do município de São Sepé, e a cerca de 15 km ao norte da área urbana de Vila Nova do Sul, na porção centro-oeste do Rio Grande do Sul. A área do trabalho é delimitada pelos meridianos 53°45'W e 53°50'W e paralelos 30°05'S e 30°15'S, abrangida pela carta topográfica em escala 1:50.000 Rio Vacacaí (Folha SH.22-Y-A-I-1), da Diretoria de Serviço Geográfico do Exército.

O principal acesso à região, a partir de Porto Alegre, é feito pela BR-290, cerca de 260 km até o município de Vila Nova do Sul. A partir deste, segue-se por estrada secundária cerca de 15 km ao norte.

A escolha da área de trabalho é justificada pela ocorrência de depósitos vulcânicos preliminarmente correlacionados à Formação Hilário, que ocorrem associados a intrusões lamprofíricas. A escassez de trabalhos publicados específicos sobre as rochas desta região também justifica a área de estudo. Destaca-se ainda, que esta é a área menos estudada desta unidade e que representa a exposição mais setentrional deste vulcanismo. Os dados faciológicos, petrográficos e geoquímicos obtidos, juntamente com os existentes na literatura, possibilitarão uma interpretação mais precisa, com a consequente correlação com o vulcanismo Hilário e os lamprófiros da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul.

O vulcanismo predominantemente intermediário da Formação Hilário representa a parte extrusiva do magmatismo shoshonítico relacionado a Bacia do Camaquã, associado às últimas manifestações do Ciclo Brasileiro/Pan-africano no Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG). Definida e agrupada por Nardi & Lima (1985), a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, conta com a presença de traquibasaltos, traquiandesitos, rochas hipabissais monzoníticas, quartzo-monzoníticas e lamprofíricas, além de rochas plutônicas epizonais, graníticas e leucodioríticas. Essas rochas hospedam importantes mineralizações na região de Lavras do Sul, no qual, especialmente, traquiandesitos (Cu) e lamprófiros (Au), segundo alguns autores (*e.g.* Muller, 2011; Gastal *et al.*, 2015), tiveram papel fundamental na gênese dessas mineralizações.

Na região do Tupanci, são observados, segundo Buckowiski (2011) e Barrios (2015), a presença de depósitos vulcânicos andesíticos, associados a depósitos vulcanoclásticos, ricos em clastos de andesito, e intrusões lamprofíricas. Para os

lamprófiro, destaca-se a notável presença de grãos de Au livre, dispersos na matriz, observados através do MEV. O grau de preservação dos depósitos permite reconstruir, pelo menos em parte, a história vulcanológica desta região que, apesar da idade pré-cambriana, possuem porções dos registros vulcânicos preservados. A presença de Au livre nos lamprófiro possibilita a investigação sobre a possível participação dessas rochas em mineralizações da região.

Para alguns autores, existe uma correlação estratigráfica entre as rochas vulcânicas andesíticas da região do Tupanci, com a Formação Hilário, da Bacia do Camaquã (e.g. Lima *et al.*, 2007)., configurando-se, portanto, na exposição mais setentrional deste episódio magmático no Escudo Sul-Rio-Grandense.

## 2.2 Objetivos

Este trabalho tem por objetivo geral a caracterização geológica, petrológica e o potencial metalogenético das rochas vulcânicas intermediárias e intrusões lamprófricas que ocorrem na região do Tupanci, localizada a norte da cidade de Vila Nova do Sul.

Como objetivos específicos destacam-se: (i) representação cartográfica dos diferentes tipos de depósitos vulcânicos e rochas associadas, e a reconstrução parcial do ambiente e da atividade vulcânica envolvida; (ii) caracterização das rochas quanto a sua afinidade geoquímica, e a construção de hipóteses sobre a gênese e evolução do magmatismo, a partir de dados litogeoquímicos (elementos maiores, traços e ETR); (iii) determinação de informações sobre o potencial metalogenético para rochas da região, a partir de análises de MEV e análises químicas específicas para Au, Pd e Pt; (iv) comparação dos dados obtidos e confirmação da relação genética desta ocorrência com os outros registros da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, o que possibilitará uma visão integradora e uma melhor compreensão sobre a origem e evolução do magmatismo shoshonítico neoproterozoico do sul do Brasil, bem como suas mineralizações associadas.

### 3 ESTADO DA ARTE

#### 3.1 Contexto geológico

No estado do Rio Grande do Sul, afloram importantes rochas, predominantemente, proterozóicas que configuram o Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG) que representa a porção meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981). O ESRG é composto principalmente por rochas relacionadas ao ciclo orogênico neoproterozoico Brasileiro/Pan-Africano, com um embasamento metamórfico de idade paleoproterozoica, representado por fragmentos remanescentes do Cráton Rio de La Plata (Hartmann *et al.*, 2007; Soliani Jr. *et al.*, 2000).

Durante o Neoproterozoico, esta área sofreu um intenso retrabalhamento crustal, configurando-se como uma importante zona de acreção juvenil, denominada Cinturão Dom Feliciano (Soliani Jr., 1986; Fragoso-César, 1991), um dos orógenos formadores do Gondwana Ocidental (Hartmann *et al.*, 2007). O magmatismo nesta era pode ser dividido em duas fases principais: uma desenvolvida em um ambiente típico de arco, com idades entre 850-700 Ma, e outro evento desenvolvido em um ambiente pós-colisional (*sensu* Liégeois, 1998), com idades entre 650-535 Ma, marcado por intenso magmatismo ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes (Fernandes *et al.*, 1995; Babinski *et al.*, 1997; Bitencourt & Nardi, 2000; Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007; Nardi & Bitencourt, 2009).

Estas rochas, de acordo com as suas associações litoestratigráficas, petrotectônicas, assinaturas isotópicas e características geofísicas distintas, são divididas em diferentes terrenos, sendo estes: Terreno Taquarembó, o qual compõe uma parcela do Terreno Nico Perez, e os terrenos São Gabriel, Tijucas e Pelotas, os quais compõem o Cinturão Dom Feliciano (Koester *et al.*, 2021).

O Terreno Taquarembó é representado por rochas ultramáficas, orto e paragneisses, metamorfizados em fácies granulito a 2,1 Ga. (Koester *et al.*, 2021). O Terreno São Gabriel é representado por associações de rochas relacionadas a dois arcos juvenis, intercaladas a rochas ofiolíticas e metassedimentares de margem passiva (Philipp *et al.*, 2018). O Terreno Tijucas é composto por rochas metavulcanosedimentares neoproterozoicas, intercaladas, de forma subordinada, a *inliers* de rochas do embasamento paleoproterozoico (Philipp & Basei, 2021). O Terreno Pelotas, também

denominado Batólito de Pelotas, é composto, predominantemente, por rochas plutônicas, com a presença de rochas metamórficas de baixo a médio grau subordinadas (Koester *et al.*, 2021).

Na porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense, predominantemente sobre o Terreno São Gabriel, ocorre a Bacia do Camaquã (Fig. 1), representada por importantes depósitos vulcanosedimentares, gerados a partir de complexos mecanismos tectono-sedimentares, vinculados aos estágios pós-colisionais da Orogenia Brasileira/Pan-Africana (Paim *et al.*, 2014). Sua deposição ocorreu sobre um diversificado embasamento, variando desde complexos granulíticos paleoproterozoicos até diversos terrenos brasileiros representados por associações de rochas ígneas e metamórficas (Lima *et al.*, 2007). A Bacia do Camaquã representa uma sobreposição de sub-bacias sobre um mesmo lócus deposicional, sendo estas, geradas por mecanismos distintos e litologias características, individualizadas a partir de critérios tectônicos, termomecânicos e geocronológicos. Durante a evolução desta Bacia, alternam-se períodos deposicionais, com o acúmulo de espessos pacotes vulcanosedimentares, e intervalos erosivos (Paim *et al.*, 2014).

Estima-se que sua deposição ocorreu entre 630 Ma e 535 Ma, evoluindo desde bacia de retroarco (Grupo Maricá), passando para bacias *strike-slip* (Grupo Bom Jardim) e finalizando com uma bacia rifte com alguma componente transtensiva (Grupo Santa Bárbara e Grupo Guaritas). Estas bacias deram origem, principalmente, a siltitos, arenitos e conglomerados depositados em diferentes ambientes sedimentares, passando desde marinho raso, por costeiro, lacustre-aluvial, até desértico com episódios vulcânicos intercalados (Paim *et al.*, 2014). De uma forma geral, há um predomínio dos episódios vulcânicos, normalmente na base das unidades de maior hierarquia. As rochas vulcânicas da Bacia do Camaquã são registradas em três grandes ciclos, com rochas plutônicas e subvulcânicas geneticamente e cronologicamente associadas (Matté *et al.*, 2021).

### 3.1.1 Os Ciclos Vulcânicos da Bacia do Camaquã

Diferentes ciclos vulcânicos têm sido identificados na Bacia do Camaquã, normalmente estabelecidos em ambientes continentais sob condições, predominantemente, subaéreas. Estes ciclos podem ser sintetizados em: (I) rochas vulcânicas mais antigas, com composições predominantemente intermediárias e algumas ocorrências básicas e ácidas,

de afinidade shoshonítica (Formação Hilário, *sensu* Ribeiro & Fantinel, 1978), formadas a aproximadamente 590 Ma (Remus *et al.*, 1999; Janikian *et al.*, 2005, 2012); (II) vulcanismo bimodal de afinidade moderadamente alcalina sódica (Formação Acampamento Velho, *sensu* Ribeiro & Fantinel, 1978), representado principalmente por depósitos explosivos/efusivos de composição predominantemente ácida, desenvolvidos entre 580 Ma e 550 Ma (Sommer *et al.*, 2005; Almeida *et al.*, 2012; Matté *et al.*, 2016); (III) rochas vulcânicas mais novas (Membro Rodeio Velho, *sensu* Ribeiro & Fantinel, 1978), caracterizadas por depósitos efusivos, de composição predominantemente básica e afinidade moderadamente alcalina a toleítica, geradas entre 547 Ma e 535 Ma (Almeida *et al.*, 2010; Almeida *et al.*, 2012).

A presença de clastos vulcânicos em camadas de conglomerados, relacionados ao Grupo Maricá, datados em 630 Ma (Borba *et al.*, 2008) fornecem indícios de um provável vulcanismo ácido contemporâneo a este grupo. A presença de rochas vulcânicas ácidas, com idades semelhantes, foi relatada na porção sul do Batólito de Pelotas (Noll Filho *et al.*, 2018), e corroboram a hipótese de um vulcanismo precoce no período pós-colisional da orogenia Brasileira/Pan-Africana, no Escudo Sul-Rio-Grandense.

O vulcanismo Hilário, vinculado a Formação homônima (Ribeiro & Fantinel, 1978), ocorre na porção inferior do Grupo Bom Jardim. Esta unidade tem um caráter vulcano-sedimentar, onde as rochas, majoritariamente, efusivas intercalam-se com depósitos epiclásticos vulcanogênicos. O magmatismo da Formação Hilário é caracterizado por rochas vulcânicas e hipabissais de afinidade shoshonítica, apresentando uma variação composicional desde termos básicos a ácidos, com uma ampla distribuição na região de Lavras do Sul e mais restrita em Caçapava do Sul, São Sepé, Vila Nova do Sul, Dom Pedrito e Bagé (Matté *et al.*, 2021). As rochas efusivas são, principalmente, traquibasaltos e tranquiandesitos, espacialmente e temporalmente associadas com rochas hipabissais monzoníticas, quartzo-monzoníticas e lamprofíricas, além de rochas plutônicas epizonais, graníticas e leucodioríticas, agrupadas na Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (Lima & Nardi, 1998; Lima *et al.*, 2007).

O segundo ciclo vulcânico relacionado à Bacia do Camaquã, vulcanismo Acampamento Velho (Formação Acampamento Velho de Ribeiro & Fantinel (1978) encontra-se disposto de forma discordante às rochas dos grupos Bom Jardim e Maricá, e situa-se na base do Grupo Santa Bárbara. É caracterizado como um vulcanismo bimodal, de caráter alcalino-sódico, que apresenta, predominantemente, depósitos piroclásticos e

efusivos subaéreos de composição ácida, associados a lavas de composição básica (Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005; Almeida *et al.*, 2002). Possui as melhores exposições nas regiões de Vila Nova do Sul, São Sepé, Dom Pedrito, Lavras do Sul e Caçapava do Sul (Matté *et al.*, 2021). O vulcanismo Acampamento Velho ocorre associado a corpos subvulcânicos de composição predominantemente riolítica, com a presença, subordinada, de diabásios, dioritos e traquitos. Sua porção plutônica é representada por granitóides alcalino-sódicos da Suíte Intrusiva Saibro (Hartmann & Nardi, 1982).

Como última manifestação vulcânica na Bacia do Camaquã ocorre o vulcanismo Rodeio Velho (Membro Rodeio Velho, Ribeiro & Fantinel., 1978), situado na base do Grupo Guaritas. É composto por rochas de composição básica, predominantemente basaltos, com andesitos associados, em derrames subaéreos e intrusões rasas, sem evidências de atividade explosiva. Apresentam carácter moderadamente alcalino a toleítico. Suas melhores exposições ocorrem nos municípios de Santana da Boa Vista e de Caçapava do Sul (Matté *et al.*, 2021). Destaca-se a presença de estruturas vulcânicas primárias e feições vulcano-sedimentares encontradas nessas rochas.

A presença desses ciclos vulcânicos, gerados no período pós colisional da orogenia Brasileira Pan-africana, representam um importante componente na evolução da Bacia do Camaquã. Esse magmatismo perdurou intermitentemente por cerca de 65 Ma, evoluindo desde a afinidade alcalina potássica, passando a alcalina sódica e finalizando com alcalina/toleítica, refletindo diferentes origens crustais e mantélicas metassomatizadas, com grande influência de líquidos, que marcam a exaustão de reservatórios mantélicos hidratados, gerados na subducção prévia (Matté *et al.*, 2021).

Segundo Sommer *et al.* (2006), esses ciclos vulcânicos podem representar, em parte, uma sequência evolutiva típica de magmatismo pós-colisional (*sensu* Liégeois, 1998), com um magmatismo shoshonítico nas fases iniciais, tipicamente relacionado a fontes afetadas por subducção, sucedido por sequências vulcânicas bimodais, com assinaturas transicionais entre as séries alcalina sódica saturada em sílica e toleítica, marcando o fim do período pós-colisional e o esgotamento das fontes mantélicas afetadas por subducção.



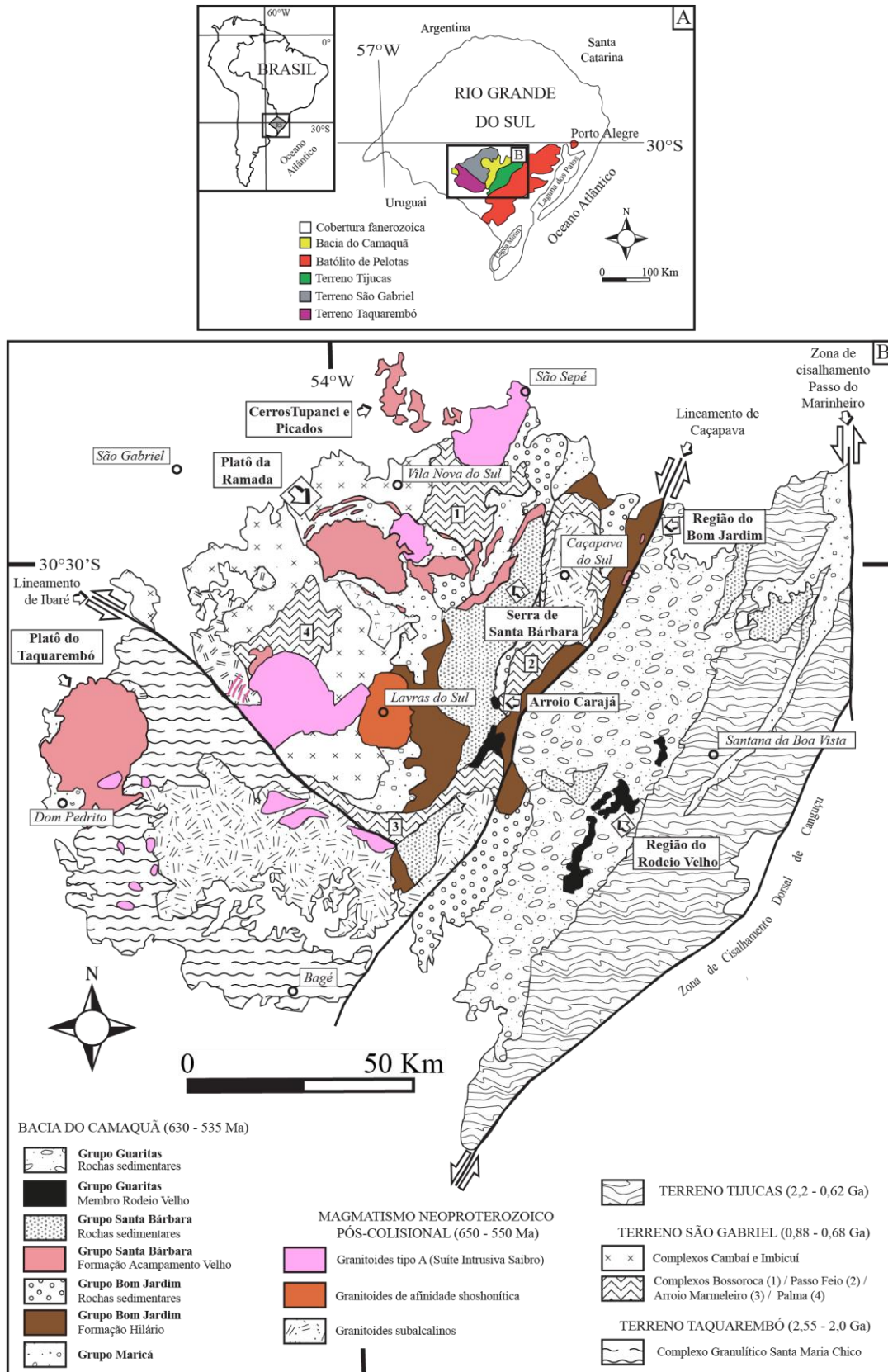


Figura 1: A) Localização e compartimentação geotectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense (modificado de Hatmann et al., 2007); B) Contexto geológico regional e localização das principais ocorrências vulcânicas da Baía do Camaquã (modificado de Wildner et al., 2002).

### 3.1.2 O Vulcanismo Hilário e a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul

A Formação Hilário é unidade que representa o primeiro ciclo vulcânico da Bacia do Camaquã. Possui maior expressividade nas regiões de Lavras do Sul e Caçapava do Sul, ocorrendo de forma subordinada nas regiões de Vila Nova do Sul, São Sepé, Dom Pedrito e Bagé (Matté *et al.*, 2021). São estratigraficamente vinculadas ao Grupo Bom Jardim, situando-se em sua porção intermediária, entre as Formações Cerro da Angélica e Picada das Graças, perfazendo um máximo de 2500 metros de espessura (Janikian *et al.*, 2005).

Este ciclo vulcânico é caracterizado por rochas vulcânicas e subvulcânicas, com ampla variação composicional, desde termos básicos até ácidos, mas com predomínio de derrames de composição andesítica. Ocorrem, em alguns casos, intercalados a rochas sedimentares, geradas em sistemas lacustres profundos, remanescentes da Formação Cerro da Angélica, e associados a depósitos epiclásticos vulcanogênicos, representados, predominantemente, por conglomerados vulcânicos, gerados principalmente nos estágios finais do vulcanismo shoshonítico (Paim *et al.*, 2000). Estas rochas foram estabelecidas em um ambiente continental, sob condições predominantemente subaéreas e localizadamente lagunares.

Os termos efusivos ocorrem intercalados por depósitos piroclásticos, sendo representados por derrames de composição traquibasálticas e, principalmente, traquiandesíticas. Estão geneticamente associados com termos hipabissais monzoníticos, quartzo-monzoníticos e lamprófiricos, além de rochas plutônicas epizonais, graníticas e leucodioríticas, agrupadas na Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (Lima & Nardi, 1998; Lima *et al.*, 2007). O fato destas rochas shoshoníticas apresentarem uma ampla variação composicional, desde termos básicos até ácidos, representados por rochas efusivas e intrusivas, associadas a lamprófiros de mesma afinidade geoquímica, permite considerá-las como um dos exemplos mais completos deste magmatismo no neoproterozoico, no sul do Brasil (Nardi & Lima, 2000). Além destes, outros corpos intrusivos da porção oeste do ESRG são correlacionáveis a Formação Hilário, tanto pelas relações de campo e cronológicas, quanto por sua afinidade geoquímica, sendo estes: o Monzogranito Santa Rita (Naumann *et al.*, 1984) e o Maciço Granítico Santo Antônio (Barros & Nardi, 1994).

As rochas básicas são caracterizadas como derrames ou pequenas intrusões de olivina-basaltos porfiríticos, apresentando fenocristais de olivina (Fo<sub>66-68</sub>), augita (Wo<sub>39-43</sub>, En<sub>44-49</sub>, Fs<sub>9-15</sub>), de andesina a labradorita e ilmenita, imersos em uma matriz a base de oligoclásio a andesina, apatita e vidro. Ocorrem, de maneira estratigráfica, nas porções inferiores da sequência.

Os andesitos, mais expressivos em volume, tem com característica principal a textura porfirítica a glomeroporfirítica, com fenocristais de plagioclásio (andesina-labradorita). Ocorrem também, de forma subordinada, fenocristais de augita (Wo<sub>38-43</sub>, En<sub>40-49</sub>, Fs<sub>8-20</sub>), olivina (Fo<sub>62</sub>), titanomagnetita e apatita, normalmente, arranjados em uma estrutura de fluxo. A matriz é composta por cristalitos e micrólitos de plagioclásio (oligoclásio-andesina).

Ocorrem nas porções medianas da sequência, intercaladas a depósitos vulcanoclásticos subaéreos, formados em regime de queda e de fluxo (Matté *et al.*, 2021). Os depósitos de queda são classificados como tufos, lápili-tufos e lapilitos, com porções ricas em cristais (Nardi & Lima, 1985). Os depósitos de fluxo são ignimbritos, ricos em púmices e em cristaloclastos de plagioclásio, K-feldspato e quartzo, envoltos em uma matriz rica em fragmentos do tamanho cinza. De forma subordinada, ocorrem tufos, com expressiva laminação planar, por vezes cruzada de baixo ângulo, e fragmentos vulcanoclásticos, que variam de argila a areia média, originados a partir de correntes de turbidez de baixa densidade, típicas de um ambiente subaquosos abaixo do nível de atuação das ondas, provavelmente em ambiente lacustre (Lima *et al.*, 2007).

Estas rochas, do ponto de vista geoquímico, apresentam caráter saturado em SiO<sub>2</sub>, contendo olivina, hiperstênio e diopisídio normativos. Mostram afinidade moderadamente alcalina potássica (K<sub>2</sub>O>Na<sub>2</sub>O-2), contendo baixos teores de TiO<sub>2</sub>, conteúdos elevados de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Rb, Ba, Sr e ETRLs, além da razão K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O em torno da unidade. Estas características apontam a afinidade geoquímica shoshonítica do magmatismo, que aliado aos valores moderados de HFSEs, o empobrecimento em Nb e as baixas razões Nb/La e La/Ba, indicam sua vinculação a zonas orogênicas (Lima *et al.*, 2007; Matté *et al.*, 2021).

Dados isotópicos indicam razões <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>(i)</sub> de, aproximadamente, 0,7048 (Gastal & Lafon, 1998; Nardi & Lima, 2000). Análises Sm-Nd sugerem uma mistura de origens neoproterozoicas e paleoproterozoicas, com idades modelo Sm-Nd (T<sub>DM</sub>) de 1,34 Ga a 1,38 Ga (Janikian *et al.*, 2012). Os valores de εNd<sub>(i)</sub> encontram-se entre -2 e +3

(Gastal & Lafon, 1998; Janikian *et al.*, 2012). Esses dados são sugestivos de origens a partir de um manto litosférico do tipo EMI, fortemente afetado por metassomatismo da prévia subducção e fusão de crosta oceânica da orogenia Brasileira Pan-Africana (Nardi & Lima, 2000).

Para gênese e evolução do magmatismo, Lima & Nardi (1998), através de modelamentos teóricos, a partir dos conteúdos de ETRs, indicam que os prováveis líquidos primários foram gerados por 5% a 10% de fusão de um granada-lherzolito, enriquecido, cerca de 6 a 8 vezes, em ETRLs e LILEs. Dessa forma, para os termos básicos, sugere-se a cristalização, sob pressões inferiores a 10 Kbar, de olivina, augita, labradorita e ilmenita a partir de um magma evoluído, apresentando baixos teores de Co, Ni e Cr, com  $\#Mg < 0,7$ .

Para as rochas intermediárias, o modelamento teórico, a partir de elementos maiores e traços, indica que os traquiandesitos foram gerados a partir da cristalização de basaltos shoshoníticos, com o fracionamento de olivina e piroxênio. Este fracionamento explica o crescimento de  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ , Ba, Sr, Rb, Zr e ETRs, aliado aos baixos teores de Cr, Ni e Co nestas rochas. A coerência nos padrões geoquímicos e nos dados de química mineral com o modelo de cristalização fracionada, sugere uma participação subordinada de assimilação crustal na geração destas rochas.

Estudos de balanço de massa indicam que o fracionamento expressivo de plagioclásio, junto a augita e olivina, na evolução magmática das rochas andesíticas, seria responsável pela geração de líquidos residuais monzoníticos e pela formação das rochas cumuláticas leucodioríticas. A cristalização fracionada de associações minerais anidras, desde os termos básicos até o início dos termos monzoníticos, deve ser responsável pelo crescimento relativo de voláteis e pela estabilização precoce de anfibólio nos monzonitos.

Os estágios finais do magmatismo shoshonítico, são representados por diques intermediários a ácidos, e intrusões lamprófíricas. Embora os lamprófiros apresentem teores de  $SiO_2$  semelhantes aos das rochas andesíticas, diferenciam-se destas por seu conteúdo mais elevado de álcalis, MgO, Ni e Cr, bem como teores mais baixos de  $Al_2O_3$ , Sr, Zr e Nb. A origem destes padrões pode estar vinculada a assimilação de rochas cálcioalcalinas por líquidos básicos shoshoníticos enriquecidos em voláteis.

Dados geocronológicos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul mostram idades U-Pb em zircão de rochas graníticas de 594 Ma (Remus *et al.*, 1999) e de 592 Ma

(Remus *et al.*, 1997). As rochas vulcânicas foram datadas por Janikian *et al.* (2012) e fornecem idades Ar<sup>40</sup>-Ar<sup>39</sup> (em plagioclásio de andesitos) de 590 Ma para a base da sequência vulcânica, e de 586 Ma e de 588 Ma para o topo. Os lamprófiros foram datados por Almeida *et al.* (2012), que obtiveram a idade de 591 Ma. Os monzonitos mais antigos desta associação possuem idade de 601 Ma (Gastal & Lafon, 2001), enquanto os mais jovens mostram idade de 587 Ma (Liz *et al.*, 2009).

### 3.1.3 Geologia da região do Tupanci

Localizada na porção norte do Terreno São Gabriel, a região do Cerro Tupanci (Fig. 2) é caracterizada pela presença de rochas vinculadas ao ESRG aflorantes em meio a rochas da Bacia do Paraná. As feições geomorfológicas que se destacam na topografia da região, são formadas por rochas do vulcanismo félsico da Formação Acampamento Velho.

Trabalhos específicos sobre a região do Tupanci têm sido publicados com foco nas rochas ácidas da Formação Acampamento Velho (*e.g.* Leitzike *et al.*, 2015; Sommer *et al.*, 2017; Leitzike *et al.*, 2020). Estudos baseados em petrografia e geoquímica de elementos maiores das rochas ígneas intermediárias da região, como andesitos shoshoníticos e lamprófiros espessartíticos são raros e antigos (*e.g.* Issler & Roisenberg, 1972); e os mais atuais não contam com e publicações na forma de artigos (Buckowski, 2011; Barrios, 2015).

Atualmente, diversos autores (*e.g.* Lima *et al.*, 2007), correlacionam estratigraficamente, em mapas geológicos simplificados, as rochas ígneas intermediárias, da região do Tupanci, ao vulcanismo da Formação Hilário, da Bacia do Camaquã.

Na área de estudo, o embasamento é constituído por rochas pertencentes ao Complexo Cambaí, representado por gnaisses dioríticos a tonalíticos, com idades entre 735 e 680 Ma (Babinski *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 2007, 2011). A Bacia do Camaquã é caracterizada pelos sistemas vulcânicos e subvulcânicos das Formações Hilário e Acampamento Velho. A primeira unidade é representada por andesitos, depósitos vulcanoclásticos de composição andesíticas e lamprófiros espessartíticos (Buckowski, 2011; Barrios, 2015). O vulcanismo da Formação Acampamento Velho é constituído de intrusões rasas, derrames e depósitos piroclásticos, ambos de composição riolítica, datados em 579,1 Ma (Leitzike *et al.*, 2015; Sommer *et al.*, 2017). Como depósitos de

cobertura e em contato erosivo com as rochas do ESRG, ocorrem as rochas sedimentares pertencentes a Bacia do Paraná, representadas por arenitos ferruginosos, siltitos, folhelhos e folhelhos betuminosos, pertencentes às formações Rio Bonito, Palermo e Irati.

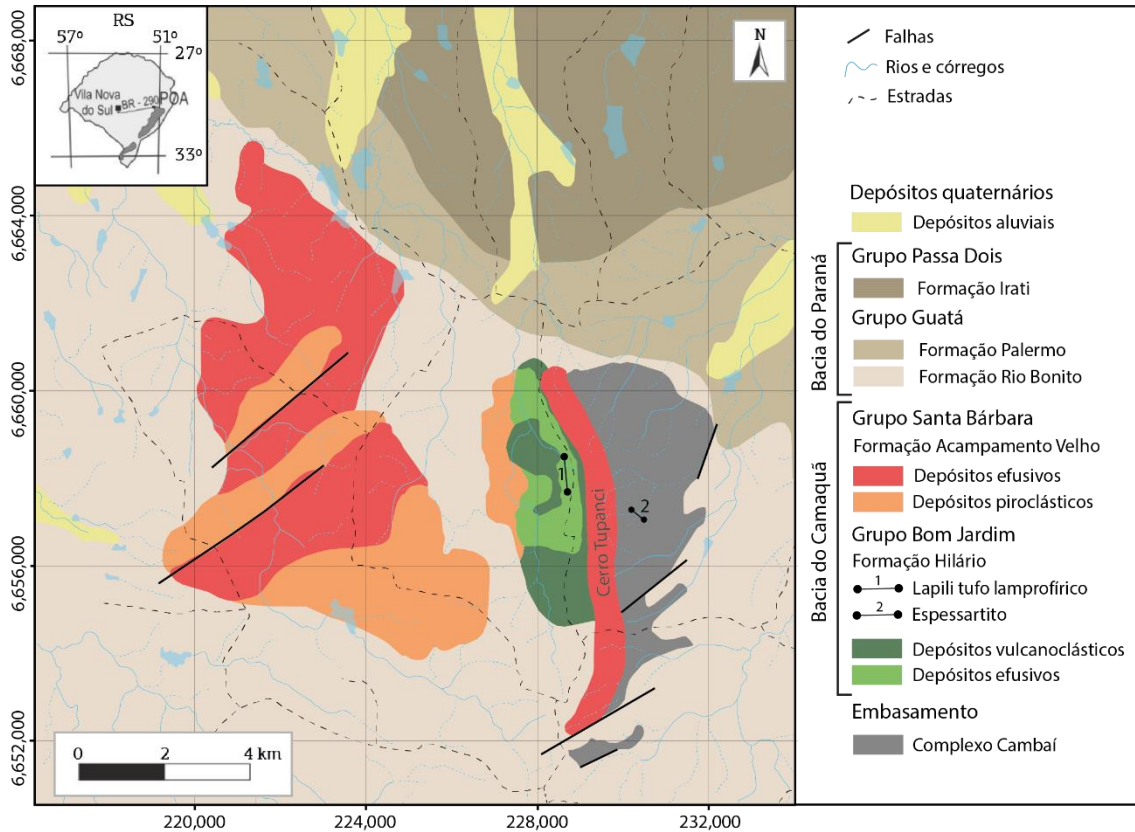


Figura 2 – Mapa geológico simplificado da região do Tupanci (modificado de Menegotto e Medeiros, 1976 e Barrios, 2015).

### 3.2 O magmatismo shoshonítico

O termo shoshonito foi sugerido por Iddings (1895), para descrever basaltos portadores de ortoclásio, ocorrentes na região rio Shoshone (Yellowstone National Park). Relacionando os shoshonitos à outras rochas, o autor nomeou a série absakarito-shoshonito-banakito, devido a gradação mineralógica e química completa entre estes termos. Joplin (1968) utilizou-se do termo em referência a rochas ricas em K, incluindo variedades portadoras de leucita, cunhando o termo associação vulcânica shoshonítica. Com o passar do tempo, o conceito de rochas shoshoníticas foi evoluindo e se modificando. Morrison (1980) nomeou a série absarokito-shoshonito-banakito como associação shoshonítica ou série shoshonítica, excluindo unidades portadoras de feldspatóides. O termo se tornou sinônimo para a série de rochas alcalinas potássicas,



estando presente em diversos diagramas de classificação geoquímica, reconhecidos e recomendados pela IUGS (Le Maitre *et al.*, 2002), fato que reforça sua importância entre o grande espectro de rochas ígneas.

Rochas shoshoníticas são definidas como sendo saturadas em SiO<sub>2</sub>, apresentando altos conteúdos de álcalis (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O > 5 wt%), ricas em K<sub>2</sub>O [K<sub>2</sub>O>(Na<sub>2</sub>O-2)], com a razão K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O >0.6 em 50 wt% SiO<sub>2</sub> e >1.0 em 55 wt% SiO<sub>2</sub>, contendo baixo TiO<sub>2</sub> (<1.3 wt%), alto Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14–19 wt%), e um forte enriquecimento em LILEs e ETRLs. Apresentam notável depleção em conteúdos de Nb e Ti, além de altos valores de Sr e Ba (Morrison, 1980; Le Maitre *et al.*, 2002).

Em geral, os shoshonitos são encontrados em três diferentes ambientes tectônicos:

- Riftes em propagação em arcos de ilha intraoceânicos e bacias de *back-arc* como o sistema de arcos Izu-Bonin-Mariana, as ilhas de Tabar-Lihir-Tanga-Feni no nordeste de Papua Nova Guiné e em Fiji.
- Zonas de Rife em arcos magmáticos continentais como Cascades, no oeste dos EUA.
- Ambientes pós colisionais, como o platô do Tibete e os Alpes.

Como apontado por Gill (2014), o tectonismo extensional no interior de um ambiente de **magem** convergente parece desempenhar um papel chave na gênese de rochas shoshoníticas e de algumas rochas vulcânicas cálcio alcalinas de alto K associadas a ela.

Ao longo do século XX, diversos autores levantaram hipótese para explicar a gênese do magmatismo potássico. A assimilação de sedimentos carbonáticos por magmas basálticos (Daly, 1910), foi uma das primeiras hipóteses amplamente aceitas. Porém, o magmatismo potássico presente em regiões com a ausência de carbonatos, a exemplo do rifte leste africano, continuava sem explicação. Outro ponto presente, era a alta concentração de LILEs associados a concentrações relativamente elevadas de elementos compatíveis com o manto, como Cr, Ni e V, quando comparado a carbonatos e basaltos, que levantavam dúvidas sobre o modelo de assimilação.

Através de observações em modelagens de elementos traço, Kay & Gast (1973) sugeriram que o enriquecimento em LILEs e ETRLs, presente em rochas ígneas

potássicas seria resultado de taxas muito baixas de fusão parcial (<1% vol%) de granada-peridotitos. O advento do conceito de metassomatismo do manto, no final da década de 80 (*e.g.* Menzies & Haekesworth, 1987), representou o maior avanço no entendimento da gênese de rochas ígneas potássicas. O estudo de xenólitos mantélicos de grandes profundidades, provenientes de erupções kimberlíticas e basaltos de arco, trouxeram evidências de um manto de composição heterogênea em pequena escala, com a presença de minerais hidratados ricos em LILEs, como flogopita e anfibólio, presentes no manto superior (*e.g.* Harte & Hawkesworth, 1989). A ocorrência desses minerais se daria na forma de veios ou dispersa no manto peridotítico, onde acreditava-se que sua presença, em parte, seria resultado do metassomatismo, através de fluidos enriquecidos em LILEs, relacionado aos processos de subducção (Muller & Groves, 2019).

Ainda, segundo alguns autores (*e.g.* Furman & Graham, 1999), baseado no coeficiente de partição de Rb, Ba e Sr, seria possível discriminar a fase potássica hidratada dominante na fonte destes magmas. Altos valores da razão Rb/Sr e baixos valores para Ba/Rb seriam consistentes com um manto contendo predominantemente flogopita, devido ao alto Kd apresentado para Rb e Ba e baixo Kd para Sr, em relação ao anfibólio. Para baixas razões Rb/Sr e altas valores para Ba/Rb, a fonte seria representada predominantemente por anfibólio, como fase potássica dominante (Fig. 3).

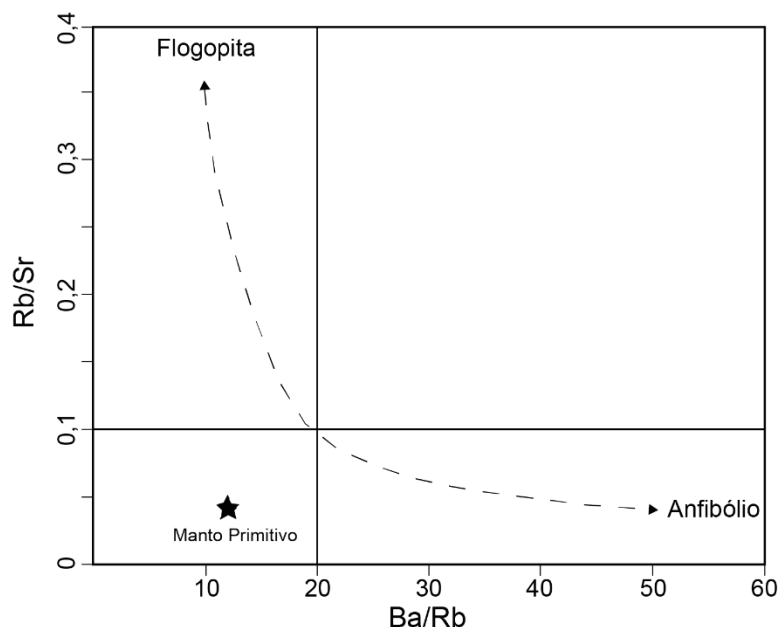


Figura 3 - Diagrama Rb/Sr vs Ba/Rb para determinação da fase potássica na fonte (modificado de Furman e Graham, 1999).



De modo geral, os shoshonitos dos arcos magmáticos continentais e de ambientes pós colisionais, apresentam curvas de ETR muito mais inclinadas do que a dos arcos intraoceânicos (Fig. 4). Esses padrões provavelmente são reflexo de granada residual na fonte mantélica (Gill *et al.*, 2004).

Sun & Stern (2001) apontam que o enriquecimento em incompatíveis, de alguns shoshonitos intraoceânicos, seria resultado do envolvimento do sedimento oceânico subductado na fonte mantélica do centro de expansão de back arc. Enquanto, seguindo o modelo de Turner *et al.* (1996), para os shoshonitos observados em ambientes colisionais e pós colisionais, esse enriquecimento seria produto da fusão do manto litosférico subcontinental, previamente meatassomatizados por processos de subducção pretéritos. Esse modelo é fundamentado em uma interpretação específica do colapso orogênico extensional, no qual a parte mais baixa da litosfera adelgaça e se desprenderia e afundaria, expondo o interior da litosfera mais fria a temperaturas astenosféricas altas o suficiente para dar início a fusão da litosfera.

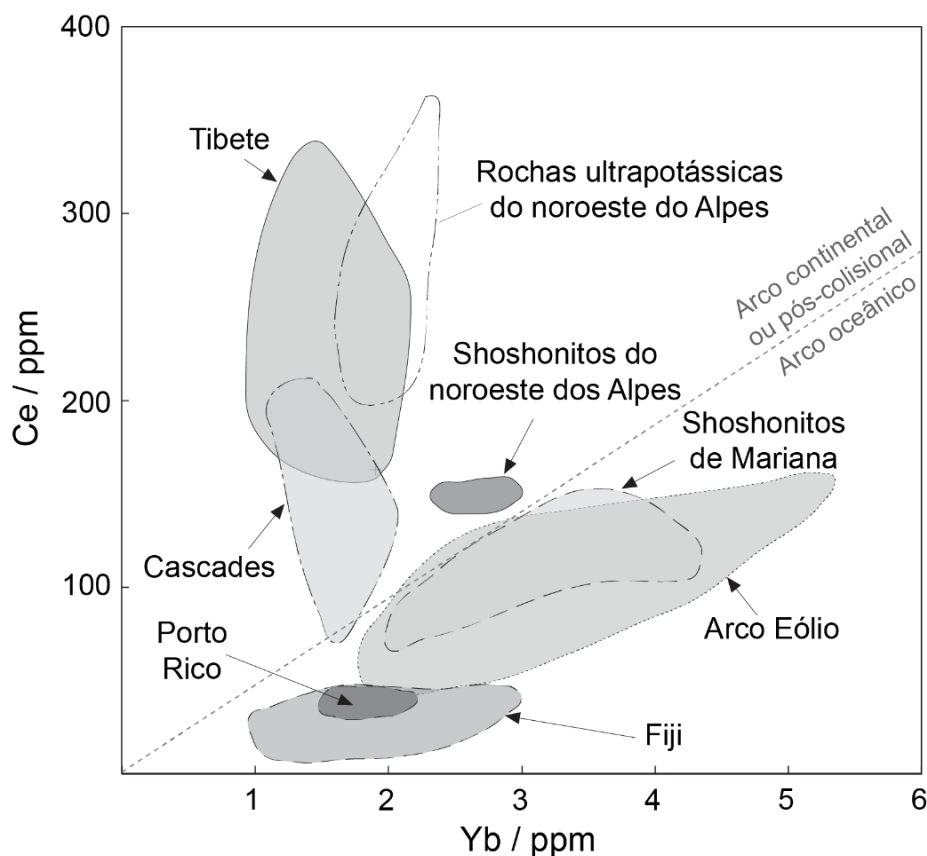


Figura 4 – Ce vs. Yb para shoshonitos de várias partes do mundo (modificado de Gill *et al.*, 2004).

Porém, esses diferentes modelos não explicam as características em comum apresentadas nos diferentes ambientes onde ocorrem. Dessa forma, pesquisadores ainda buscam uma resposta unificadora, que esclareça a gênese do magmatismo shoshonítico nos diferentes ambientes tectônicos onde ocorrem.

O magmatismo potássico segue sendo de fonte de interesse, devido aos depósitos minerais associados a estas rochas e ao potencial na identificação e reconstrução de antigos ambientes tectônicos relacionados a subducção.

### **3.3 Lamprófiros: uma breve revisão conceitual**

O termo lamprófiro foi introduzido por Von Gümbel (1874), caracterizando um grupo de rochas exóticas, marcadas pela presença de fenocristais de biotita e hornblenda, associadas a pequenas intrusões. Por um longo período, essas rochas foram erroneamente classificadas e confundidas como variantes porfíricas de outras rochas ígneas, como basaltos e andesitos, onde a sua difícil classificação as tornavam como obscuras curiosidades geológicas. Através de uma série de trabalhos, publicados principalmente durante a década de 1980 e sumarizados em Rock (1991), o autor se dedicou ao estudo petrológico dessas rochas, até então consideradas enigmáticas.

Dessa forma, os lamprófiros foram definidos como um grupo de rochas alcalinas, variando de sódicas a potássicas, ricas em H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, F e Cl, apresentando composição ultrabásica a intermediária. São rochas mesocráticas a melanocráticas, normalmente hipabissais, que apresentam textura inequigranular, geralmente panidiomórfica, constituída por mega/fenocristais exclusivamente máficos envoltos em uma matriz fina. Feldspatos e feldspatoides, quando presentes, estão restritos a matriz. Anfibólio e/ou biotita/flogopita são considerados as fases primárias essenciais dessas rochas.

Os mega/fenocristais são euédricos a arredondados, podendo ser compostos por:

- Anfibólio
- Biotita
- Flogopita
- Ilmenita magnésiana
- Piropo de baixo Cr
- Olivina fosterita
- Clinopiroxênio de baixo Cr
- Enstatita
- Cromita de baixo Ti

Enquanto os minerais que podem constituir a matriz são principalmente:

- Feldspatos
- Feldspatoides
- Melilita
- Olivina
- Clinopiroxênios
- Anfibólios (cálcicos a sódicos)
- Biotita ou flogopita  
(normalmente rica em Ti e/ou Ba)
- Ilmenita (Mg ou Mn)
- Peroviskita
- Espinélio
- Monticelita
- Apatita
- Carbonatos (Ca-Mg-Fe)
- Clorita
- Serpentina

Algumas outras características marcantes, mas não obrigatórias, podem ocorrer em lamprófiros, como a presença de estruturas globulares esféricas a irregulares (ocelos), da ordem de centímetros, preenchidas por combinações de carbonatos, clorita, feldspatos, feldspatoides e zeolitas. Aparentemente sua formação está relacionada a uma gotícula de um líquido imiscível. Por vezes é possível observar evidências da presença de quantidades elevadas de voláteis no magma em forma de calcita, zeolita e outros minerais hidratados primários, que normalmente tem origem hidrotermal. A presença de alteração seletiva também é um aspecto comumente observado, no qual se os minerais máficos estiverem alterados, na maioria das vezes, os minerais félsicos estarão frescos e vice versa. A alteração por processos hidrotermais também é comum

Quanto ao aspecto geoquímico, lamprófiros tem a tendência a ter conteúdos de  $K_2O$  e/ou  $Na_2O$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$ , S,  $P_2O_5$  e Ba relativamente maiores, quando comparados a outras rochas de composição semelhante.

Embora estas rochas sejam volumetricamente insignificantes (<1%), elas têm profundas implicações para a compreensão do enriquecimento e processos de depleção no manto litosférico subcontinental (*e.g.* Guo *et al.*, 2004; Krmíček *et al.*, 2011, 2016; Abdelfadil *et al.*, 2013) e processos geodinâmicos de grande escala (*e.g.* Tappe *et al.*, 2006; Pandey *et al.*, 2017). Por mais que não haja consenso quanto a participação de lamprófiros na gênese de depósitos de Au e sulfetos, a relação espacial e temporal em que se apresentam destaca o interesse econômico por trás dessas rochas.

### 3.3.1 Ocorrências

Lamprófiros, segundo Rock (1991), ocorrem em diversos regimes tectônicos, dentre eles construtivos, destrutivos, passivos e intraplaca. São normalmente colocados de forma tardia nos centros ígneos onde ocorrem, porém, em alguns casos, é difícil separar rochas ígneas que são co-magmáticas aos lamprófiros, daquelas que são apenas espacialmente coincidentes. A maioria das ocorrências se dá na forma de diques, contudo podem também ocorrer na forma de soleiras (*sills*), chaminés (*pipes*) ou diatremas. Estas feições também podem ocorrer de forma associada, representando diferentes fácies de um evento magmático. Diques e soleiras ocorrem tipicamente em dimensões modestas, entre 0,1 e 5 metros, raramente chegando a 10 metros. Chaminés e diatremas podem apresentar maiores dimensões, da ordem de dezenas a centenas de metros. Geralmente, se colocam de forma subvulcânica, sendo raros, e por vezes incertos, os exemplos de derrames e colocações explosivas. Estas características serão melhor abordadas na seção 3.4, envolvendo modelos análogos.

Intrusões lamprofíricas, comumente, ocorrem associadas a outros corpos, formando agrupamentos, enxames ou complexos. Em alguns casos, dependendo da quantidade de intrusões associadas a estes corpos, é possível atingir dimensões equivalentes a um batólito (100 Km<sup>2</sup>).

### 3.3.2 Classificação

A classificação dos lamprófiros não segue critérios usuais, a exemplo do diagrama QAPF (Streckeisen, 1976), devido a suas características composicionais. Atualmente, o sistema de classificação recomendado pela IUGS (Le Maitre *et al.*, 2002) segue a proposta de Wolley *et al.* (1996), a qual é determinada através dos minerais máficos e félsicos predominantes como fenocristais e na matriz respectivamente.

Termos como clã lamprofírico de Rock (1987) ou rochas lamprofíricas de Le Maitre (1989), os quais incluíam kimberlitos e lamproítos devido a similaridades mineralógicas, foram desconsiderados pela IUGS. Contudo, Rock (1987) diferencia através da composição (Fig. 5), mineralogia (Fig. 6) e associação tectônica, três grupos de lamprófiros, sendo eles:

Lamprófiros **ultramáficos** (UML): caracterizados pela presença de fenocristais de flogopita, olivina e/ou augita, em uma matriz contendo peroviskita, carbonato e/ou

melilita. Podem ser encontradas variedades com teores de sílica tão baixos quanto 20%, sendo transicionais para carbonatitos. Os lamprófiros ultramáficos são menos comuns que outros lamprófiros e estão associados a centros alcalinos ultramáficos-carbonatíticos e sienitos em rifts continentais.

Lamprófiros **alcalinos** (AL): caracterizados pela presença de kaersutita (anfíbólio cálcico rico em Ti) ou fenocristais zonados de augita titanífera em uma matriz contendo feldspatoides e feldspatos. Os lamprófiros alcalinos estão associados a sienitos, gabros, ou complexos de rochas alcalinas e carbonatitos, em vales de riftes continentais e crátons.

Lamprófiros **calcioalcalinos** (CAL): se caracterizam pela presença de fenocristais de biotita ou hornblenda, com a presença de feldspato alcalino ou plagioclásio na matriz. Os lamprófiros calcioalcalinos estão associados a plutons granitoides em cinturões orogênicos.

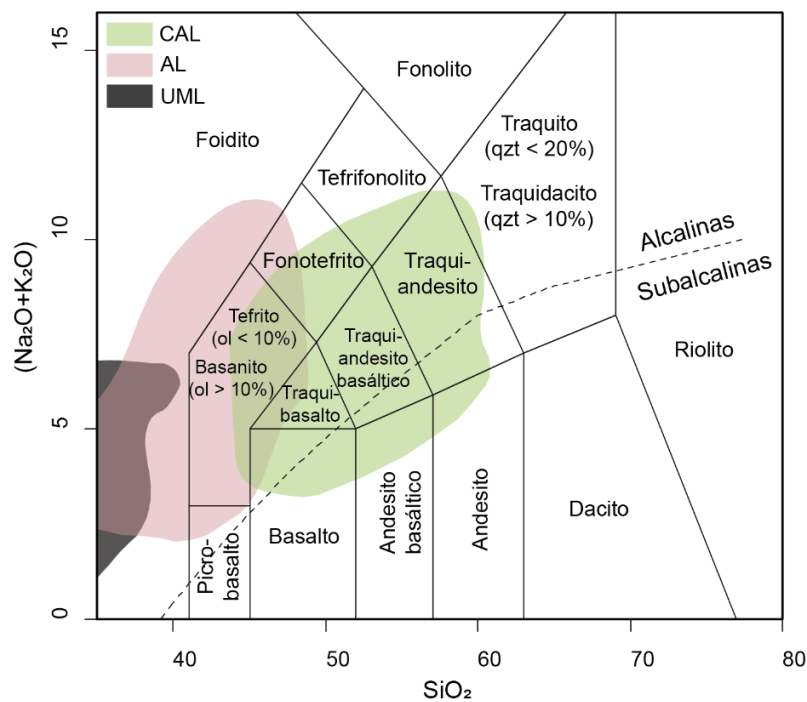


Figura 5 - Diagrama TAS com campos definidos para lamprófiros calcioalcalinos (CAL), alcalinos (AL) e ultramáficos (UML) (modificado de Rock, 1987).

Esta diferenciação “química” dos lamprófiros encontra-se presente no clã lamprofirico de Rock (1987), no qual pode-se fazer um paralelo junto a classificação recomendada pela IUGS (Le Maitre *et al.*, 2002), no qual a presença de feldspatoides diferencia lamprófiros alcalinos de cálcio-alcalinos. Os lamprófiros ultramáficos não

constam nas recomendações da IUGS (Le Maitre *et al.*, 2002), porém alguns autores recomendam sua inclusão (*e.g.* Tappe *et al.*, 2005).

Grupo	Lamprófiro	Principais Fenocristais	Minerais Félsicos na Matriz
CAL	Minette	Biotita > Hornblenda	Feldspato Alcalino > Plagiocásio
	Vogesito	Hornblenda > Biotita	Feldspato Alcalino > Plagiocásio
	Kersantito	Biotita > Hornblenda	Plagiocásio > Feldspato Alcalino
	Espessartito	Hornblenda > Biotita	Plagiocásio > Feldspato Alcalino
AL	Sannaito	Kaersutita ± Ti-augita	(Felds. Alc. > Plagiocásio) > Foid
	Camptonito	Kaersutita ± Ti-augita	(Plagioclásio > Felds. Alc.) > Foid
	Monchiquito	Kaersutita ± Ti-augita	Analcima ± Vidro
UML	Alnöito	Flogopita ± Olivina ± Augita	Melilita ± Peroviskita + Calcita
	Ailikito	Flogopita ± Olivina ± Anfibólio	Calcita ± Peroviskita
	Damkjernito	Biotita ± Ti-Augita	Nefelina ± Calcita ± Felds. Alc.

Figura 6 - Classificação de lamprófiros (modificado de Rock, 1987).

### 3.4 Lamprófiros: processos efusivos x explosivos e modelos análogos

Rock (1991) afirma que a maioria dos lamprófiros se apresenta como corpos subvulcânicos, na forma de diques, soleiras, *plugs*, *stocks* e *vents*, sendo comum a associação a brechas. Porém, ressalta que são incomuns as ocorrências de lavas e manifestações piroclásticas. Na literatura, são raras as publicações que descrevem manifestações piroclásticas envolvendo rochas lamprofíricas (*e.g.* Satian *et al.*, 2009), diferentemente de lamproítos e, principalmente, kimberlitos.

De forma análoga ao lúpili tufo lamprofírico presente na região do Cerro Tupanci, temos os corpos de kimberlitos piroclásticos e lamproítos (Mitchell, 2021). Devido a relevância econômica por causa da presença de diamantes, estas rochas têm sido muito estudadas nas últimas décadas. Caracterizam-se por uma natureza fragmentada,

vulcanoclástica, bem como um caráter maciço, bem misturado em relação aos xenólitos, por vezes, apresentando depleção em material fino. Os processos intrusivos e eruptivos que dão origem a estas rochas ainda não são bem entendidos, mas algumas hipóteses foram levantadas para tentar explicar tais feições.

#### 3.4.1 *Kimberlitos*

Kimberlitos, segundo Mitchell (2021), são rochas magmáticas ultramáficas e ultrabásicas, definidas de acordo com atributos texturais e composicionais. Normalmente ocorrem como diques ou soleiras, em níveis mais profundos, que gradam para feições mais complexas em direção a superfície, envolvendo produtos piroclásticos e vulcanoclásticos. Caracterizam-se pela presença de cristais circulares a anédricos (macrocristais), relativamente grandes (0,5 a 10mm), de olivina e outros minerais máficos, como flogopita, granada, diopísídeo, enstatita, ilmenita e/ou cromita. Esses minerais são descritos como macrocristais, pois, muitas vezes, não está claro sua cogeneticidade com o magma kimberlítico. Encontram-se envoltos em uma matriz composta por carbonatos e serpentina primários, além de olivina, flogopita, perovskita, espinélio e apatita. Quartzo, feldspato, feldspatoides, clinopiroxênios e anfibólios não estão presentes em kimberlitos como minerais primários. Comumente apresentam xenólitos esféricos a subangulares de litologias mantélicas e crustais.

Ocorrem de forma intrusiva e extrusiva em ambientes intracontinentais, comumente em crátons arqueanos e cinturões móveis, sem associação a riftes continentais. Pesquisadores tem apontado que seu magmatismo é originado no manto astenosférico.

#### 3.4.2 *Lamproítos*

Lamproítos, segundo Mitchell (2021), são rochas ultrapotássicas, básicas a intermediárias, que ocorrem de forma efusiva, explosiva e hipabissal. Apresentam uma extraordinária gama mineralógica e textural, como consequência da geração de magmas parentais em um manto litosférico metassomatizado modalmente diverso, mas mineralogicamente similar, aliado as formas intrusivas e extrusivas em que ocorrem. Como característica, não apresentam plagioclásio, melilita ou kalsilita. Diagramas para a

classificação de lamproítos podem ser consultados em trabalhos como o de Mitchell (2021).

Atualmente, lamproítos podem ser separados em duas classes, de acordo com o ambiente em que ocorrem, como lamproítos orogênicos e lamproítos anorogênicos, ou cratônicos. A variedade orogênica, presente em vários locais do sistema alpino-himalaiano, exibe uma contribuição dos componentes relacionados a subducção em sua gênese, porém sua identificação torna-se às vezes complicada, devido a compartilharem o mesmo contexto tectônico de outras rochas potássicas relacionadas a subducção, como shoshonitos. Apresentam uma certa importância na caracterização de ambientes geotectônicos, pois, normalmente, ocorrem relacionadas a extensões tardias relacionadas ao colapso do orógeno, marcando o desfecho de uma colisão continental. Considera-se que o envolvimento de componentes relacionados a arcos de ilha subductados ou componentes da litosfera oceânica possuem parcela relevante em sua gênese.

Os lamproítos anorogênicos, por sua vez, ocorrem em contextos tectônicos mais enigmáticos, apresentando assinaturas mais discretas relacionadas a subducção, em relação aos lamproítos orogênicos, onde, provavelmente, a fonte mantélica foi metassomatizada em eventos tectônicos muito mais antigos que o magmatismo lamproítico.

### *3.4.3 Intrusões kimberlíticas e lamproíticas*

Todos os kimberlitos e lamproítos, intrusivos e extrusivos, são inicialmente derivados de um enxame de diques regional. Tipicamente, estas intrusões ocorrem ao longo de zonas de fratura extensionais, de escala regional, e sistemas de falhas associadas.

Em termos reológicos, magmas kimberlíticos e lamproíticos, apresentam um comportamento muito semelhante a magmas basálticos, embora o caráter carbonatado dos kimberlitos resulta em uma baixa viscosidade e, provavelmente, contribua para formação de diatremas. Comparativamente, lamproítos são mais enriquecidos em H<sub>2</sub>O, enquanto kimberlitos apresentam mais CO<sub>2</sub>.

Kimberlitos e lamproítos ocorrem de forma intrusiva, extrusiva e explosiva, gerando produtos holocristalinos e corpos complexos, envolvendo produtos piroclásticos e vulcanoclásticos. Em termos gerais, podemos assumir as definições de kimberlitos,



hipabissais e piroclásticos, e expandir esta definição para corpos lamproíticos e lamprofíricos.

Kimberlitos piroclásticos (*sensu lato*) são caracterizados pela textura clástica, resultante da fragmentação de um kimberlito previamente consolidado (autólito), contando com a presença de magmaclastos e/ou lapillis juvenis de diversos tipos texturais e genéticos, clastos e xenólitos mantélicos e das rochas encaixantes, sobre uma matriz fina, resultado da rápida cristalização de um magma kimberlítico primário, evoluído e/ou contaminado. Já os kimberlitos holocristalinos, referidos como kimberlitos hipabissais, ocorrem como intrusões subvulcânicas na zona de raiz dos diatremas, ou como soleiras e diques. Em geral, refletem baixa pressão e temperatura de cristalização.

Dependendo do contexto tectônico local, da rocha encaixante, da presença, ou não, de aquíferos e outros fatores, possibilitam a formação de diferentes complexos piroclásticos e rochas vulcanoclásticas, dos quais três tipos (Fig. 7) foram reconhecidos para sistemas kimberlíticos: Kimberlitos piroclásticos do tipo Fort à la Corne; Kimberlitos piroclásticos do tipo Kimberley; Kimberlitos vulcanoclásticos do tipo Lac de Grass.

Embora apresentem diferenças, esses modelos podem também ser tomados como análogos para intrusões lamproíticas e lamprofíricas.

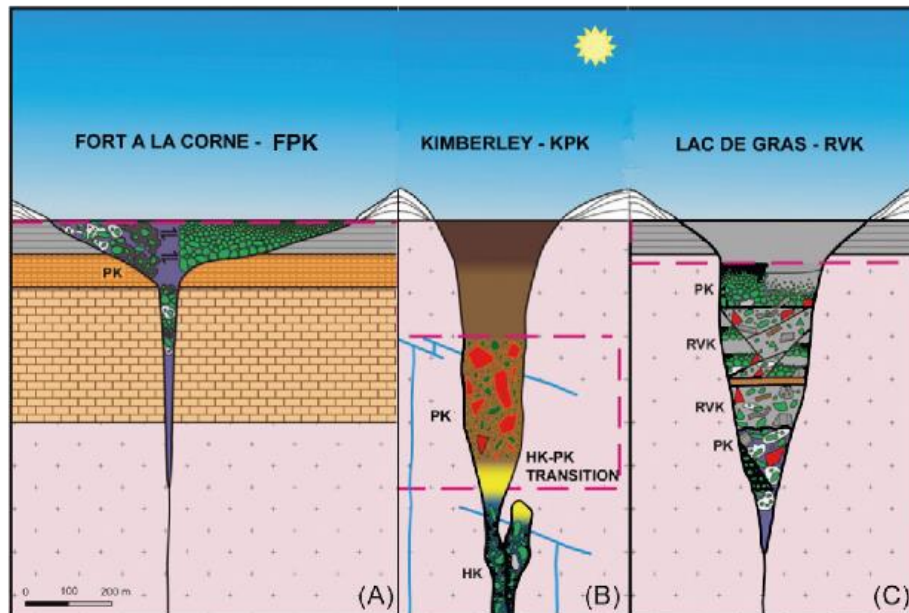


Figura 7 - Perfil idealizado dos três tipos de "vents" kimberlíticos. (A) kimberlito piroclástico do tipo Fort à la Corne; (B) kimberlito piroclástico do tipo Kimberley; (C) Kimberlito vulcanoclástico do tipo Lac de Grass (Mitchell, 2021). PK – kimberlitos piroclástico; HK – kimberlito hipabissal; RVK – kimberlito vulcanoclásticos ressedimentado.

#### 3.4.4 *Formas intrusivas de kimberlitos e lamproítos*

##### *Kimberlitos Piroclásticos do tipo Fort à la Corne e Lamproítos*

Kimberlitos piroclásticos do tipo Fort à la Corne apresentam um estilo eruptivo similar, em alguns aspectos, a vulcões monogenéticos basálticos e melilíticos. Caracterizam-se por crateras rasas, em forma de “tigela”, preenchidas por fácies piroclásticas kimberlíticas. Sua formação é resultado da escavação de uma cratera rasa em sedimentos pouco consolidados, produto do magmatismo explosivo, seguido por múltiplos episódios de erupções vulcânicas subaéreas do tipo hawaiiana e estromboliana. Repetidos episódios de vulcanismo resultam em corpos complexos, consistindo em uma sobreposição de kimberlitos piroclásticos. Kimberlitos do tipo Fort à la Corne contém poucos xenólitos crustais, se comparado aos outros tipos de kimberlitos piroclásticos.

Uma característica destes depósitos, é a formação de rochas piroclásticas dominadas por discretos cristais de olivina. É considerado que estas olivinas, denominadas de pirocristais, foram separados do magma kimberlítico de baixa viscosidade durante o transporte, nas colunas de erupção, e depositados em camadas, constituindo mais de 90% de olivinas sem associação ao magma primário.

Para lamproítos, a natureza das rochas encaixantes desempenha um forte controle em relação ao estilo do magmatismo, do qual podem ocorrer na forma de domos de lava, diques, chaminés vulcânicas ou anéis de tufo. Lamproítos abundantes em piroclastos são encontrados, principalmente, onde o magmatismo foi intrusivo em sequencias sedimentares fracamente consolidadas, e que contam com a presença de aquíferos significativos (Fig. 8). A colocação desses magmas em outros tipos de rochas resulta em lavas e/ou diques sem a presença de sequências piroclásticas.

Embora sejam diferentes, intrusões lamproíticas apresentam alguma semelhança com intrusões formadas por kimberlitos piroclásticos do tipo Fort a la Corne, como resultado das rochas encaixantes e do hidrovulcanismo que envolve sua formação.

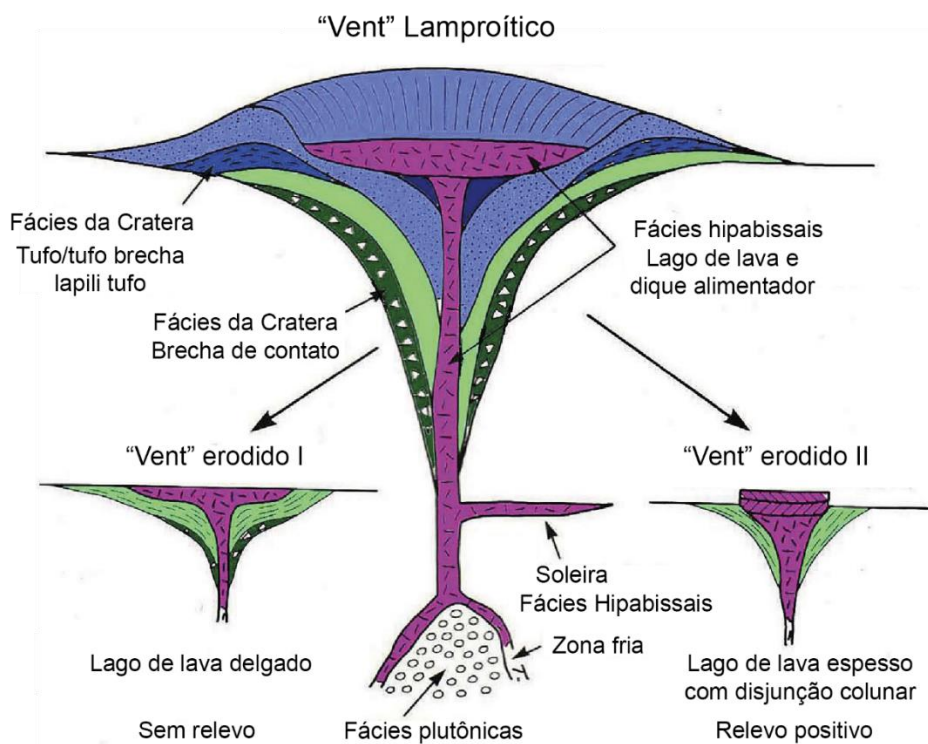


Figura 8 - Relações morfológicas idealizadas de lamproítos entre lavas, rochas piroclásticas, hipabissais e plutônicas (modificado de Mitchell, 2021).

#### Kimberlitos piroclásticos do tipo Kimberley

Kimberlitos piroclásticos do tipo Kimberley, antes nomeados como kimberlitos tufisíticos, ocorrem tipicamente na forma de uma cenoura, com 300 m a 2 km de profundidade, referidos como diatremas (Fig. 9). Muitos diatremas ocorrem como corpos únicos, embora em alguns casos, vários diatremas próximos possam se fundir em um único corpo complexo. Os xenólitos de rochas encaixantes são característicos, em contraste com os kimberlitos de Fort à la Corne. Muitos dos xenólitos, com a presença de grandes blocos (50–300 m), são transportados para baixo no diatrema (até 1 km), denominados “float reefs”. Com o aumento da profundidade, os diatremas se estreitam em uma “zona de raiz” irregular caracterizada inicialmente por rochas com texturas transicionais entre kimberlitos piroclásticos e hipabissais e, finalmente, em fissuras alargadas hipabissais (*blows*) e um sistema de diques de alimentação. Os kimberlitos piroclásticos do tipo Kimberley, além de abrigar xenólitos de rochas encaixantes, são caracterizados pela presença de macrocristais de olivina pseudomorfos e magmaclastos, dispostos em uma matriz interclasto de grão fino que consiste em serpentina e clorita, morfológica e composicionalmente diversa. Os carbonatos são notavelmente ausentes.

Magmaclastos, anteriormente denominados “*pelletal lapilli*”, são a marca registrada dos kimberlitos da zona do diatrema. Estes consistem tipicamente de um núcleo de olivina pseudomorfo envolto por uma casca fina de minerais, como de flogopita, diopsídio, perovskita, Cr-espinelio e apatita, alinhados tangencialmente. Micrólitos de diopsídio que ocorrem nas margens dos magmaclastos comumente gradam para a matriz serpentina/clorita adjacente, formando uma cadeia de pequenos cristais.

As origens das rochas piroclásticas do tipo Kimberley, seus magmaclastos e a formação de diatremas não são bem compreendidas (Fig. 10). As hipóteses variam de várias variantes de fluidização em vários estágios associada à desgaseificação do magma (Muntener e Gaudet 2018; Sparks *et al.*, 2006; Clement, 1982) e desenvolvimento ascendente do diatrema, a variedades de hidrovulcanismo (Kurszlaukis & Lorenz, 2008) e desenvolvimento descendente do diatrema.

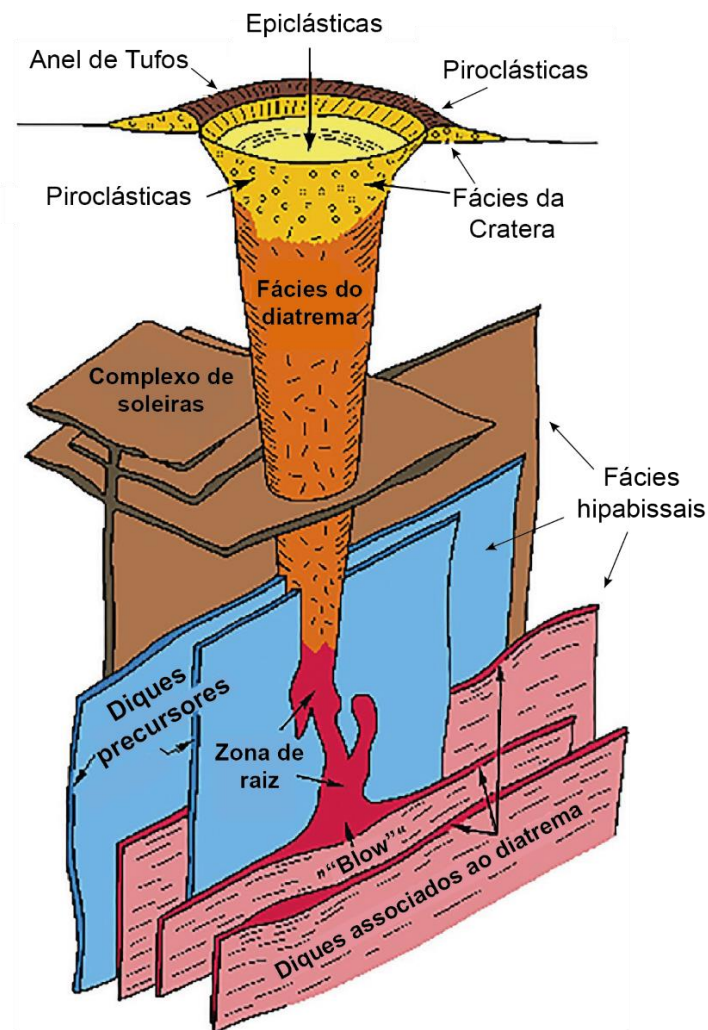


Figura 9 - Sistema magmático kimberlítico idealizado, ilustrando relações entre fácies cratera e fácies hipabissais, para kimberlitos *piroclásticos* do tipo Kimberley (Mitchell, 1986).

Alguns modelos, conhecidos como modelo magmático, consideram que a expansão explosiva de fases voláteis juvenis, rompem o magma e as rochas encaixantes, escavando o conduto em direção a superfície (*e.g.* Scott Smith, 1999; Sparks *et al.*, 2006). Nestes modelos, a fase volátil acumula-se na cúpula da intrusão, que irrompe a atmosfera, causando assim, uma drástica diferença de pressão, provocando a implosão das rochas encaixantes e a fragmentação do magma (Wilson & Head, 2007). Neste caso, espera-se a presença de vesículas, mesmo que de forma subordinada, próximas a zona de transição entre a zona de raiz e o diatrema, resultado do rápido resfriamento e solidificação do magma devido a descompressão. Não é descartada a participação de atividade freatomagmática para estes modelos, porém sua atuação se daria de forma subordinada.

Kurszlauskis & Lorenz (2008), apresentam um modelo alternativo, com o envolvimento de atividade freatomagmática como principal mecanismo na evolução dos *pipes*. Neste modelo, é proposto que a erupção ocorre de forma mais eficiente (mais energética) em baixas pressões hidrostáticas, geralmente próximo a superfície, onde o magma interage com a água de um lençol freático pré-existente. Como resultado dessa interação, é gerada uma erupção explosiva, criando depósitos parcialmente inconsolidados que “aprofundam” o lençol freático. Dessa forma, o magma continua a interagir de forma explosiva em profundidade, desenvolvendo o *pipe* para baixo.

Ambos os modelos explicam feições de fluidização no sistema. O modelo magmático mostra que o fluxo ascendente volátil causa a fluidização. Enquanto no modelo fratomagmático, a expansão do vapor de água superaquecido também resultará em um fluxo de gás ascendente, que até certo ponto pode fluidificar o sistema. Dessa forma, as feições de fluidização do sistema, em um panorama geral, não são diagnósticas do processo de intrusão e erupção.

A presença de clinopiroxênios é outro ponto relevante nessas rochas, uma vez que não representam minerais primários, mas se formam devido a reação entre magma/fluido ou são posteriores a formação dos corpos. Alguns autores (*e.g.* Clement, 1982) sugerem que o clinopiroxênio é resultado da dissociação de  $\text{CaCO}_3$  em  $\text{CaO}$  e  $\text{CO}_2$ . O  $\text{CO}_2$  conduz o processo de fluidização e formação dos *pipes* através do modelo magmático, enquanto o  $\text{CaO}$  reage com a  $\text{SiO}_2$  e  $\text{MgO}$  para a formação do clinopiroxênio. Para os modelos freatomagmáticos, o crescimento desta fase está relacionado a processos hidrotermais tardios.

Tovey *et al.* (2020) aponta que taxas de  $H_2O/CO_2$  possuem papel relevante na forma de intrusão de kimberlitos. Estes autores comparam taxas de  $H_2O/CO_2$  entre um kimberlito piroclástico e kimberlitos hipabissal na mina de Diavik, Canadá, no qual, chegaram a conclusão de que a taxa de degaseificação de  $CO_2$ , observadas através da alta razão  $H_2O/CO_2$  no kimberlito piroclástico quando comparado a razão encontrada no kimberlito hipabissal, foram responsáveis pelo estilo de colocação dos corpos. Talvez, um lamprófito mais enriquecido em  $CO_2$  que o normal poderia gerar feições intrusivas semelhantes à de corpos kimberlíticos. Porém, os autores salientam que fatores externos, como campo de tensões local ou o lençol freático podem influenciar o estilo eruptivo.

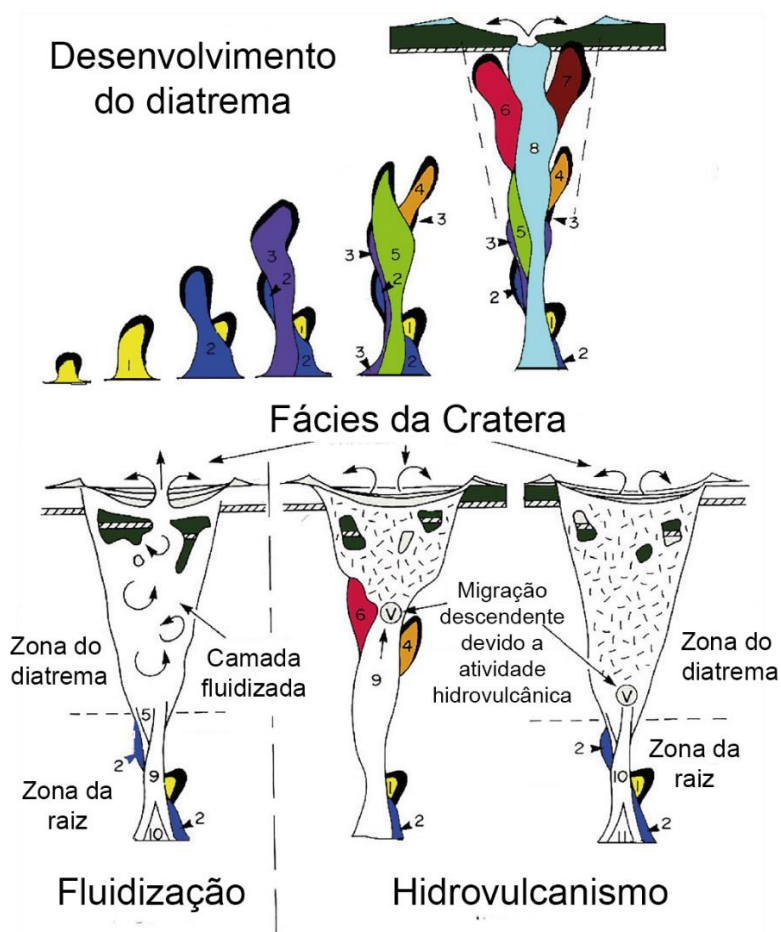


Figura 10 - Estágios do desenvolvimento de um diatrema. A formação de tubos embrionários é mostrada na figura superior como uma série de intrusões discretas de kimberlitos (numerados de 1 a 8), com kimberlitos piroclásticos substituindo corpos anteriormente colocados, rompendo a superfície. Brechas de contato (preta) de rochas encaixantes, fornecem uma fonte de xenólitos crustais. Após o avanço para a superfície, considera-se que todo o sistema forma: (1) um leito fluidizado formado por magma e degaseificação, resultando na destruição do tubo embrionário e no transporte ascendente e descendente de autólitos kimberlíticos, magmaclastos e xenólitos, ou: (2) o diatrema se desenvolve como um foco migratório descendente de hidrovolcanismo em uma abertura pré-existente. A água necessária para este processo é considerada água meteórica (modificado de Mitchell, 2021).

### *Kimberlitos vulcanoclásticos do tipo Lac de Gras*

O kimberlitos vulcanoclásticos do tipo Lac de Gras consistem em pequenos *pipes* quase verticais (200–300m), com laterais íngremes, preenchidos predominantemente por kimberlito vulcanoclástico ressedimentado. São caracterizados por xenólitos de granito, xisto e argilito, com xenocristais de quartzo e feldspato, juntamente com lápili kimberlítico, inseridos em matriz clorítica.

Aparentemente, a formação do *pipe* se dá por uma erupção pliniana ou estromboliana, seguida pelo colapso da coluna em um *vent* essencialmente profundo (> 200m), aumentando a abertura da cratera, seguido da deposição da tefra intracratera e borda da cratera. Posteriormente, a tefra da borda da cratera é ressedimentada em lagos intracratera, como depósitos de escorregamento de grande volume, que dão origem uma variedade de rochas piroclásticas e sedimentos de granulação fina ricos em lama. Em algumas intrusões podem ser encontradas transições de kimberlito hipabissal para rochas piroclásticas típicas do tipo Kimberley.

Apesar de apresentarem a mineralogia e textura da maioria dos tipos de rocha vulcanoclástica, e tenham afinidades com as rochas piroclásticas Kimberley ou Fortá la Corne, não podem ser classificadas de acordo com esses tipos. Assim, as intrusões são interpretadas como representando um estilo diferente de magmatismo de fácies de cratera (Moss *et al.*, 2008; Porrit *et al.*, 2013).

### **3.5 Mineralização de ouro e sulfetos relacionados ao magmatismo shoshonítico**

Rochas ígneas potássicas apresentam uma forte correlação com certos tipos de mineralização de Au e metais base. Sillitoe (1997, 2002), através de uma revisão sobre grandes depósitos do tipo pórfiro rico em Au e sistemas epitermais, aponta que aproximadamente 20% dos grandes depósitos de Au, encontrados na região do circumpacífico, são relacionados a rochas shoshonítica e alcalinas, ainda que essas rochas representem no máximo 3% do volume total de rochas ígneas dessa região. Apesar disso, ainda não há consenso quanto a relativa contribuição magmática vs metamórfica, mantélica vs crustal, entorno dos fluidos responsáveis pela gênese dos depósitos orogênicos e epitermais de Au, bem como os depósitos do tipo pórfiro rico em Au (Muller & Groves, 2019).



A presença de rochas alcalinas originadas em grandes profundidades, como lamprófiros, especialmente coincidentes com vários depósitos de Au, despertou o interesse para estudos mais detalhados (*e.g.* Muller, 1993), envolvendo metais preciosos primários nestes tipos de rocha. Para diversos autores, a fusão parcial do manto superior, pode remover Cu, Au e EGP, no qual, o transporte desses elementos seria feito de maneira eficiente através de magmas com características ultrabásicas e origem excepcionalmente profunda, como lamprófiros, que apresentam composição magmática favorável, enriquecida em CO<sub>2</sub> e halogênios, para o transporte destes elementos do manto para a crosta (Rock 1991; Chen *et al.* 2014; Deng *et al.* 2015; Gan & Huang, 2017).

Normalmente, os magmas alcalinos potássicos têm uma tendência a serem enriquecidos em elementos halogênicos, especialmente cloro, e em metais complexados por este elemento (Foley, 1992; Zhang *et al.* 1995). Segundo alguns autores (*e.g.* Müller & Groves, 2019), o enriquecimento em cloro, juntamente com o K<sub>2</sub>O, pode ter a gênese associada a processos de diferenciação de magmas empobrecidos em voláteis. Nestes casos, a concentração do cloro normalmente é associada a fase fluida em relação ao magma e as fases silicatadas. Uma das consequências seria a geração de um fluido consideravelmente enriquecido neste elemento, durante a fase tardia da cristalização, onde o sistema atingiria condições de supersaturação em água (Kullerud, 1995). Sob estas condições, seria comum o transporte de ouro e/ou metais básicos (Kilinc & Burnham 1972).

Além disso, o fracionamento destes magmas, sob condições de subsaturação de enxofre, pode levar ao progressivo enriquecimento de Au e EGP, contanto que a fusão não atinja a saturação de enxofre (Taylor *et al.*, 1994). A saturação de enxofre pode ser prorrogada pela alta *f*O<sub>2</sub>, até que o sistema atinja a saturação em voláteis (Richards, 1995). Dessa forma, o enriquecimento de Au e EGP constatado em vários lamprófiros potássicos pode ser uma feição primária. Ainda, com relação aos EGP, Becker *et al.* (2006) indica que Pt, Pd e Re apresentam um comportamento incompatível através de baixas taxas de fusão do manto, o que resulta em um relativo enriquecimento destes elementos encontrado em alguns lamprófiros. Porém, em muitos casos, picos de Au são observados em relação a Cu e Pt, quando os valores são normalizados pelo manto primitivo, sugerindo que o enriquecimento de Au em lamprófiros shoshoníticos seria uma feição secundária. O fato de nem todos os lamprófiros apresentarem enriquecimento em Au e



EGP, provavelmente indica uma heterogeneidade de processos metassomáticos do manto (Taylor *et al.*, 1994).

A relação espacial e temporal entre os lamprófiros e depósitos de ouro e sulfetos é observada em diversas mineralizações, ainda que seu papel no desenvolvimento dessas mineralizações seja discutido (*e.g.* Wyman & Kerrich, 1989). Exemplos em que mineralizações de Au ocorrem associadas a rochas de alto potássio, em ambiente pós-colisional, e que apresentam relação espacial e temporal com lamprófiros, são bem ilustradas em depósitos de Au orogênico na Província Superior, Canada (Wyman & Kerrich 1989; Mathieu *et al.*, 2018), associações no leste do cráton Yilgarn, no oeste da Austrália (Taylor *et al.* 1994; Choi *et al.*, 2020; Groves *et al.*, 2018) e nas províncias de Yunnan (*e.g.* Chen *et al.*, 2014; Deng *et al.*, 2015; Gan & Huang, 2017) e Jiaodong, na China (Wang *et al.*, 2022).

Segundo Richards (2009), depósitos minerais do tipo pórfiro e epitermais, em posições isoladas em arcos continentais e em ambientes pós colisionais, são enriquecidos em Au quando comparado a diversos depósitos relacionados a zonas de arco. Essa característica pode refletir a refusão de pequenas quantidades de sulfetos residuais, deixados na litosfera profunda pelo magmatismo de arco. Devido a sua escassez, essa fase sulfetada será enriquecida em Au e outros elementos siderófilos, no qual, esses pequenos volumes de sulfetos serão refundidos em um segundo estágio do magmatismo pós-subducção, liberando os conteúdos metálicos ao magma alcalino silicatado. Geralmente, nestas circunstâncias, a mineralização cuprífera está associada a magmas intermediários, enquanto a mineralização de Au associa-se a magmas lamprofíricos.

A relação dos lamprófiros com as mineralizações do distrito aurífero de Lavras do Sul tem sido discutida por diversos autores (*e.g.* Nardi & Lima, 1985; Lima *et al.*, 2007; Muller, 2011). Gastal *et al.* (2015) sugerem que as mineralizações de Cu e Au, encontradas na região de Lavras do Sul, são relacionadas aos magmas intermediários e máficos lamprofíricos tardios, seguindo os critérios de Richards (2009), desvinculando assim o papel direto dos granitos quanto as mineralizações. Porém, os mesmos autores salientam que estas rochas ficaram expostas a atividade hidrotermal prolongada, sujeita a superposição de diferentes episódios mineralizadores. A cristalização de lamprófiros pode gerar, ao final, fluidos ricos em S e CO<sub>2</sub>, semelhantes aos responsáveis pela gênese de depósitos de Au (Rock, 1991), o que pode sugerir uma relação primária as mineralizações. O Au presente em diques latíticos da região de Lavras do Sul, segundo

Muller (2011), pode ter sido transportado por magmas lamprofíricos, no qual um sistema de mistura entre estes dois magmas teria gerado condições ideais para a precipitação deste metal. Segundo Muller & Groves (2019), a intrusão de magmas lamprofíricos na crosta pode promover circulação hidrotermal e até gerar rochas ígneas félsicas que, normalmente, estão associadas com depósitos de Au.

Ainda, não está claro qual o papel exercido pelos lamprófiros na mineralização de Au, mas a elevada temperatura, origem e composição destes magmas, os tornam excelentes mecanismos de transporte de metais preciosos do manto para a crosta, no qual os mecanismos de precipitação e enriquecimento possam contar com a participação de processos secundários. A relação espacial e temporal não necessariamente indica a participação dos lamprófiros na mineralização de Au, EGP e sulfetos, mas pode indicar as condições de origem destes metais, uma vez que eles, provavelmente, compartilham uma fonte semelhante.

## **4 MATERIAIS E MÉTODOS**

Esta dissertação de mestrado foi desenvolvida quase que integralmente durante a pandemia de COVID que assolou o mundo durante os anos de 2020, 2021, e parte de 2022. Todos os dados utilizados foram obtidos de projetos previamente desenvolvidos pela equipe de pesquisa.

### **4.1 Levantamento bibliográfico**

O objetivo desta etapa consistiu em compilar dados e informações existentes sobre as rochas presentes na região do Tupanci, em especial andesitos e lamprófiros, sobre a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, bem como ocorrências similares dessas rochas, formas intrusivas e extrusivas e sua associação a minelizações. Buscou-se analisar desde definições originais até publicações recentes sobre os temas abordados, com a finalidade de auxiliar as interpretações sobre a ocorrência destas rochas. Esta etapa se deu ao decorrer de todo o trabalho.

### **4.2 Obtenção dos dados**

Os dados foram obtidos através do levantamento bibliográfico e reunido junto aos dados disponíveis para o projeto sobre as rochas neoproterozoicas da região do Tupanci.

#### *4.2.1 Litoquímica*

Os dados de litoquímica para rochas andesíticas e lamprófiricas da região do Tupanci, tem por base 21 amostras. Foram analisadas as composições químicas de elementos maiores, menores, traço e ETRs. As amostras foram processadas usando um moinho com bolas de ágata para obter frações de menores que 200 *mesh*. As análises foram realizadas no Acme Laboratories Ltd (Canadá) usando o método ICP-ES (Espectrometria de Emissão de Plasma Acoplado Indutivamente) para elementos maiores e método ICP-MS (Espectrometria de Massa de Plasma Acoplado Indutivamente) para elementos traço e ETR. Os limites de detecção para a maioria dos elementos maiores

foram da ordem de 0,1% e 0,1 ppm para os traço e ETR. Os erros analíticos são inferiores a 0,01% para óxidos (exceto FeO ¼ 0,04%) e inferiores a 1 ppm para traços e ETR.

#### 4.2.2 *Química mineral*

Os dados de química mineral foram adquiridos com a análise de 9 amostras. A microsonda eletrônica CAMECA SX-5 foi utilizada para a obtenção de dados quantitativos e qualitativos. Está equipada com cinco espectrômetros WDS e um espectrômetro EDS e está localizada no Laboratório de Microsonda Eletrônica do CPGq-IGEO/UFRGS. As condições analíticas para a análise de silicatos incluem um feixe de elétrons de 1 mm, corrente de Faraday de 15 nA com tensão de aceleração de 15 kV, e SP1-TAP (Na e Mg), SP2 - LLIF (Fe, Ni e V), SP3 e espectrômetros LPET (Ti, Cr e Mn), SP4 e TAP (Na e Mg) e SP5 e PET (Kand Ca).

#### 4.2.3 *Microscópio eletrônico de varredura (MEV)*

A investigação adicional da composição de sulfetos, Au e Pt foi realizada usando um microscópio eletrônico de varredura (MEV) modelo Jeol JSM 6610-LV operado em uma tensão de feixe de 15 kV e espectroscopia de raios X de energia dispersiva (EDS), no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LGI-UFRGS).

#### 4.2.4 *Processamento dos dados*

Os dados litoquímicos foram processados em diagramas de fase binária e ternária, desenvolvidos no software GCDkit (Geo Chemical Data ToolKIT), elaborado por Janousek *et al.* (2006) e MINPET versão 2.02 (Richard, 1995), que consiste em sistemas de manipulação e recálculo de dados geoquímicos para análise de rocha total, para rochas ígneas e metamórficas.

## 5 PRINCIPAIS CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base na interpretação de dados petrográficos e geoquímicos foi possível chegar a algumas conclusões sobre o vínculo entre as rochas intermediárias da região do Tupanci e a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul. Em relação aos lamprófiros, destaca-se a caracterização do seu raro modo de colocação e as possíveis implicações e potencial metalogenético para rochas da região, ainda que demais investigações devam ser realizadas a fim de confirmar estas hipóteses. Dessa forma, os principais resultados do trabalho indicam que:

- Dados geoquímicos indicam a natureza shoshonítica ou cálcio alcalina de alto K para estes magmas, apontando para fontes metassomatizadas relacionadas a processos de subducção, bem como características de rochas de margem continental ou intraplaca pós-colisionais. Estes dados são coerentes com as rochas da região de Lavras do Sul, bem como os fatores relacionados ao seu magmatismo.

- Os dados de química mineral são condizentes com as rochas andesíticas e lamprofíricas da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, reforçando suas relações, apresentando composições esperadas para o magmatismo proposto para estas rochas.

- A distinta forma de ocorrência observada para o lópili tufo lamprofírico indica a presença de manifestações explosivas para estes magmas, no qual as características apontam para a saturação em voláteis no sistema, provavelmente enriquecidos em CO<sub>2</sub>, em relação a H<sub>2</sub>O. Este tipo de intrusão pode ser similar as observadas em kimberlitos piroclásticos do tipo Kimberley, tomando seus modelos como análogos.

- Uma vez reforçada a relação entre as rochas intermediárias da região do Tupanci e as rochas da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, a importância metalogenética dos lamprófiros para as mineralizações do distrito aurífero de Lavras do Sul é evidenciada pela presença de Au, Pt e sulfetos em sua matriz.

- Ainda que não apresentem teores elevados destes elementos, os valores obtidos, para os lamprófiros, são comparados a grandes depósitos de Au de grande escala, destacando assim o potencial mineral dessa região. Dessa forma, estes magmas podem ter atuado como mecanismo de transporte destes metais, alimentando sistemas mineralizadores que foram capazes de enriquecer estes elementos, principalmente o Au.

- A presença desse elemento na região do Tupanci pode indicar alguma influência sobre a mineralizações da região, como o Distrito Aurífero Bossoroca.

## 6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdelfadil, K.M., Romer, R.L., Seifert, T., and Lobst, R., (2013), Calcalkaline lamprophyres from Lusatia (Germany)- Evidence for a repeatedly enriched mantle source. *Chemical Geology*, v. 353, pp. 230-245.
- Almeida, D.P.M., Zerfass, H., Basei, M.A., Petry, K. & Gomes, C.H. (2002). The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, RS – Brazil). *Gondwana Research*, 5 (3): 721-733.
- Almeida, D. P. M., Chemale Jr., F. & Machado, A. (2012). Late to post-orogenic Brasiliano-Pan-African volcano-sedimentary basins in the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. In: Ismail Al-Juboury, A. (Ed.). *Petrology - New Perspectives and Applications*, Rijeka, In- Tech e Open Access Publisher, 2012, p. 73- 130.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B., & Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29.
- Almeida, R. P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A. R. S. & Fambrini, G. L. (2010). The Ediacaran to Cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic implications. *Journal of Geology*, 118: 145-161. Baesso, A. (2018). *Geofísica e química mineral de um lamprófiro espessartítico da região do Tupanci, Vila Nova do Sul, RS.*
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R. & Silva, L.C. (1996). Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24: 439-442.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W. R., Hartmann, L. A. & Silva, L. C. (1997). U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (3-4): 263-274.
- Barrios, M. F. S. (2015). *Geologia e petrografia das rochas Andesíticas da região do Centro Tupanci, Vila Nova do Sul, RS.*
- Barros, C. E. & Nardi, L. V. S. (1994). O maciço granítico Santo Antônio, RS: Magmatismo Neoproterozóico de afinidade shoshonítica. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 66, n. 4, p. 441-466, 1994.
- Becker, H., Horan, M. F., Walker, R. J., Gao, S., Lorand, J. P., & Rudnick, R. L. (2006). Highly siderophile element composition of the Earth's primitive upper mantle: constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(17), 4528-4550.

Bitencourt, M.F.A.S. & 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.

Borba, A. W., Mizusaki, A. M. P., Santos, J. O. S., Mc Naughton, N. J., Onoe, A. T. & Hartmann, L. A. (2008). U–Pb zircon and <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar K-feldspar dating of syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. *Basin Research*, 20: 359- 375.

Buckowski, N. (2011). Caracterização dos Lamprófios espessartíticos da região de Vila Nova do Sul, RS.

Chemale Jr., F., (2000). Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: De Ros, L. F. & Holz, M. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p.13-52.

Chen Y., Yao S., Pan Y. (2014). Geochemistry of lamprophyres at the Daping gold deposit, Yunnan Province, China: constraints on the timing of gold mineralization and evidence for mantle convection in the Eastern Tibetan Plateau. *J Asian Earth Sci* 93:129–145.

Clement C.R. (1982) A Comparative Study of Some Major Kimberlite Pipes in the Northern Cape and Orange Free State. Ph.D. Thesis (2 vols.). South Africa: University of Cape Town.

Choi, E., Fiorentini, M. L., Giuliani, A., Foley, S. F., Maas, R., & Taylor, W. R. (2020). Subduction-related petrogenesis of Late Archean calc-alkaline lamprophyres in the Yilgarn Craton (Western Australia). *Precambrian Research*, 338, 105550.

Choi, E., Fiorentini, M. L., Hughes, H. S., & Giuliani, A. (2020). Platinum-group element and Au geochemistry of Late Archean to Proterozoic calc-alkaline and alkaline magmas in the Yilgarn Craton, Western Australia. *Lithos*, 374, 105716.

Daly R.A. (1910). Origin of the alkaline rocks. *Bull Geol Soc Am* 21:87–115.

Deng J, Wang Q, Li G, Zhao Y (2015) Structural control and genesis of the Oligocene Zhenyuan orogenic gold deposit, SW China. *Ore Geol Rev* 65:42–54.

Fernandes, L. A. D., Menegat, R., Costa, A. F. U., Koester, E., Porcher, C. C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G. E. & Camozzato, E. (1995). Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte I – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.

Fernandes, L. A. D., Menegat, R., Costa, A. F. U., Koester, E., Porcher, C. C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G. E. & Camozzato, E. (1995b). Evolução Tectônica do

Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte II – uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 375-384.

Foley, S. (1992). Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*, 28(3-6), 435-453.

Fragoso-César, A. R. S. (1991). Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As orogênicas dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. São Paulo, 362p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Furman, T., & Graham, D. (1999). Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. In *Developments in Geotectonics* (Vol. 24, pp. 237-262). Elsevier.

Gan T., Huang Z. (2017). Platinum-group element and Re-Os geochemistry of lamprophyres in the Zhenyuan gold deposit, Yunnan Province, China: implications for petrogenesis and mantle evolution. *Lithos* 283:228–239.

Gastal, M. D. C. P., & Lafon, J. M. (1998). Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do escudo sul-rio-grandense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. *Brazilian Journal of Geology*, 28(1), 11-28.

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 Taquarembó, RS. In: VIII Congresso Brasileiro De Geoquímica, 8., Curitiba. Anais. . . Curitiba, SBGEO, v. 1, p. 21-26.

Gastal, M. D. C., Ferreira, F. J. F., Cunha, J. U. D., Esmeris, C., Koester, E., Raposo, M. I. B., & Rossetti, M. D. M. M. (2015). Alojamento do granito Lavras e a mineralização aurífera durante evolução de centro Vulcano-plutônico pós-colisional, oeste do Escudo Sul-riograndense: dados geofísicos e estruturais. *Brazilian Journal of Geology*, 45, 217-241.

Gill, R. C. O., Aparicio, A., El Azzouzi, M., Hernandez, J., Thirlwall, M. F., Bourgois, J. & Marriner, G. F. (2004). Depleted arc volcanism in the Alboran Sea and shoshonitic volcanism in Morocco: geochemical and isotopic constraints on Neogene tectonic processes. *Lithos* 78, 363 – 388.

Gill, Robin. Rochas e processos ígneos: um guia prático. Bookman Editora, (2014).

Groves DI, Santosh M, Goldfarb RJ, Zhang L (2018) Structural geometry of orogenic gold deposits: implications for exploration of world-class and giant deposits. *Geoscience Frontiers*.

Gumbel C.W. Von (1874). Die palfiolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. Franz, Munich.



Guo, F., Fan, W., Wang, Y., and Zhang, M., (2004), Origin of early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres from the Sulu orogen in eastern China: implications for enrichment processes beneath continental collisional belt. *Lithos*, v. 78, pp. 291–305.

Harte B., Hawkesworth C.J. (1989). Mantle domains and mantle xenoliths. In: Ross J, Jaques AL, Ferguson J, Green DH, O'Reilly SY, Danchin RV, Janse AJA (eds) *Kimberlites and related rocks*, vol 14. Geological Society of Australia Special Publication, pp 649–686.

Hartmann, L. A. & Nardi, L. V. S. (1982). Os granitos Santo Afonso, Saibro e Vauthier da região do Arroio Santa Maria Chico, Dom Pedrito, RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, 6: 153-178.

Hartmann, L.A., Chemale Jr., F. & Philipp, R.P. (2007). Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (eds.). *50 Anos de Geologia*. Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 97- 123.

Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S. & Mcnaughton, N.J. (2011). Time frame of 753-680Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, 19: 84-99.

Iddings JP (1895) Absarokite-shoshonite-banakite series. *J Geol* 3:935–959

Issler, R. S., & Roisenberg, A. (1972). Lamprófito das Proximidades do Cerro Tupanci, Quadrícula de Arroio São Sepé, São Sepé, Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, 1(1), 43-50.

Janikian, L., Almeida, R. P., Fragoso-Cesar, A. R. S., Corrêa, C. R. A. & Pelosi, A. P. M. R. (2005). Evolução paleoambiental e sequências deposicionais do Grupo Bom Jardim e Formação Acampamento Velho (Supergrupo Camaquã) na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental. *Revista Brasileira de Geociências*, 35: 245-256.

Janikian, L., Almeida, R. P., Fragoso-Cesar, A.R. S., Martins, V. T. S., Dantas, E. L., Tohver, E., McReath, I. & D'Agrella-Filho, M. S. (2012). Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 21: 466-482.

Janoušek, V., Farrow, C. M., & Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259.

Joplin GA (1968) The shoshonite association—a review. *J Geol Soc Aust* 15:275–294.

Kay R.W., Gast P.W. (1973). The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. *J Geol* 81:653–682.

Kilinc, I. A., & Burnham, C. W. (1972). Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars. *Economic geology*, 67(2), 231-235.

Koester, E., Bertotti, A. L., Porcher, C. C., Lenz, C., Vieira, D. T., Barbosa, L. D. O., ... & Pinto, V. M. (2021). A evolução crustal do Escudo Sul-Rio-Grandense sob a perspectiva dos sistemas isotópicos Sr-Nd. Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2021. p. 13-27.

Krmíček, L., Cempírek, J., Havlín, A., Pøichystal, A., Houzar, S., Krmíčková, M., Gadas, P., (2011), Mineralogy and petrogenesis of a Ba–Ti–Zr-rich peralkaline dyke from Šebkovice (Czech Republic): recognition of the most lamproitic Variscan intrusion. *Lithos*, v. 121, pp. 74-86.

Krmíček, L., Romer, R.L., Ulrych, J., Glodny, J., and Preleviæ, D., (2016), Petrogenesis of orogenic lamproites of the Bohemian Massif: Sr–Nd–Pb–Li isotope constraints for Variscan enrichment of ultra-depleted mantle domains. *Gondwana Research*, v. 35, pp. 198-216.

Kullerud, K. (1995). Chlorine, titanium and barium-rich biotites: factors controlling biotite composition and the implications for garnet-biotite geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120, 42-59.

Kurszlaukis S. and Lorenz V. (2008). The formation of “tuffisitic kimberlites” by phreatomagmatic processes. *Journal of Volcanological and Geothermal Research* 174: 68–80.

Leitzke F.P., Sommer C.A., Lima E.F., Matté V. (2015). O vulcanismo alta-sílica da região do Tupanci, NW do Escudo Sul-Rio-Grandense: faciologia, petrografia e litoquímica. *Pesquisas em Geociências*, 42(1):5-24.

Leitzke, F. P., Gervasoni, F., Simões, M. S., Sommer, C. A., Lima, E. F. & Conceição, R. V. (2020). Magmatic evolution of ediacaran álcali rhyolites from the Acampamento Velho volcanism in the Tupanci area, southern Brazil: A study based on mineral chemistry, LA-ICPMS Ti-in-quartz and zircon saturation geothermometry. *Journal of South American Earth Sciences*, 104.

Le Maitre, R. W. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks, 193.

Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., ... & Woolley, A. R. (2002). *Igneous rocks. A Classification and Glossary of Terms:*

Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, Cambridge University Press, Cambridge, 2.

Liégeois J.P. (1998). Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos*, 45:15-17.

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

Lima, E. F., Sommer, C. A., & Nardi, L. V. S. (2007). O vulcanismo neoproterozóico-ordoviciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. Iannuzzi R. & Frantz JC (eds.), 50, 79-95.

Liz, J. D., Lima, E. F., Nardi L. V. S., Sommer, C. A., Saldanha, D. L. & Pierosan, R. (2009). Caracterização geológica e petrologia das rochas monzoníticas da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (RS). *Revista Brasileira de Geociências*, 39(2): 244-255.

Mathieu, L., Bouchard, É., Guay, F., Liénard, A., Pilote, P., & Goutier, J. (2018). Criteria for the recognition of Archean calc-alkaline lamprophyres: examples from the Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 55(2), 188-205.

Matté, V., Sommer, C. A., de Lima, E. F., Philipp, R. P., & Basei, M. A. S. (2016). Post-collisional Ediacaran volcanism in oriental Ramada Plateau, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 201-222.

Matté, V., Sommer, C. A., & Lima, E. F. D. (2021). O vulcanismo ediacarano-cambriano da Bacia do Camaquã. *Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina*. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2021. p. 129-147.

Menegotto, E., Medeiros, E. R., & Congresso Brasileiro de Geologia. (1976). Contribuição ao estudo das rochas ígneas ácidas da região da Serra Tupanci, RS. In *Congresso Brasileiro de Geologia* (Vol. 29, pp. 427-432).

Menzies M.A., Hawkesworth C.J. (eds) (1987) *Mantle metasomatism*. Academic Press, London, p 472.

Mitchell, R. H. (1986, September). The nature of kimberlites. In *International Kimberlite Conference: Extended Abstracts* (Vol. 4, pp. 9-11).

Mitchell, R. H. (2021). Potassic alkaline rocks: leucitites, lamproites, and kimberlites.

Morrison GW (1980) Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos* 13:97–108.

Moss S., Russell J.K., and Andrews G.D.M. (2008). Progressive infilling of a kimberlite pipe at Diavik, Northwest Territories, Canada: Insights from volcanic facies architecture,

textures and granulometry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 174: 103–116.

Müller D. (1993) Shoshonites and potassic igneous rocks: indicators for tectonic setting and mineralization potential of modern and ancient terranes.

Müller, I. F. (2011). Os diques latílicos portadores de ouro e sulfetos de associação shoshonítica de Lavras do Sul-RS: petrogênese e geoquímica.

Muller, D., & Groves, D. (2019). Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer.

Muntener C. & Gaudet M. (2018). Geology of the Renard 2 pipe to 1000 m depth, Renard Mine, Quebec, Canada: Insights into kimberley-type pyroclastic emplacement. *Mineralogy and Petrology* 112(supplement 2): S421–S432.

Nardi, L. S., & Lima, E. D. (1985). A associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(2), 139-146.

Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. (2000). O magmatismo Shoshonítico e Alcalino da Bacia do Camaquã - RS. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/ UFRGS. p.119-131.

Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M. F. (2009). A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *Canadian Mineralogist*, 47(6): 1493-1503.

Naumann, M.P.; Hartmann, L.A.; Koppe, J.C.; Chemale. F. (1984). Sequências supra-crustais, gnaisses graníticos, granulitos e granitos intrusivos da região de Ibaré-Palma, RS: geologia, aspectos estratigráficos e considerações geotectônicas. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. p. 2417-2425.

Noll Filho, R. J., Sommer, C. A., Lima, E. F., Philipp, R. P. & Basei, M. A. S. (2018). High-silica Ediacaran volcanism in the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *Geological Journal*, 54(3): 1413-1434. Disponível em: [http:// dx.doi.org/10.1002/gj.3239](http://dx.doi.org/10.1002/gj.3239). Acesso em: 18 maio 2019.

Paim, P.S.G., Chemale Jr., F. & Lopes, R.C. (2000). A Bacia do Camaquã. In: De Ros L.F., Holz M. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 231-374.

Paim, P. S. G., Junior, F. C., & Wildner, W. (2014). Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, 36(3), 183-193.

Pandey, A., Chalapathi Rao, N.V., Pandit, D., Pankaj, P., Pandey, R., Sahoo, S., and Kumar, A., (2017a), Subduction tectonics in the evolution of the eastern Dharwar craton,

southern India: Insights from the post-collisional calc-alkaline lamprophyres at the western margin of the Cuddapah basin. *Precambrian Research*, v. 298, pp. 235-251.

Philipp, R. P., Pimentel, M. M., & Basei, M. A. S. (2018). The tectonic evolution of the São Gabriel terrane, Dom Feliciano belt, southern Brazil: the closure of the Charrua ocean. In *Geology of Southwest Gondwana* (pp. 243-265). Springer, Cham.

Philipp, R. P., & Basei, M. A. S. (2021). O magmatismo toniano do terreno São Gabriel e a evolução do cinturão Dom Feliciano. *Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina*. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2021. p. 43-59.

Porritt L.A., Russell J.K., McLean H., Formados G., and Eichenberg D. (2013). A phreatomagmatic kimberlite: The A418 kimberlite pipe, Northwest Territories, Canada. In: Pearson DG (ed.) *Proceedings of the 10th International Kimberlite Conference Special Issue of the Geological Society of India*, 2, pp. 97–107.

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 of an Archaean/Paleoproterozoic basement. In: international symposium on granites and associated mineralization, 2., Salvador. Extended Abstracts. Salvador, p. 217-272.

Remus, M. D. V., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J. & Fletcher, I. R. (1999). Shrimp U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In: *Simpósio Sobre Vulcanismo E Ambientes Associados*, 1. Boletim de Resumos. p. 83.

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, Série Geológica*, 5:19-54

Richards, J. P. (1995). Alkalic-type gold deposits: A review. *Magma, Fluids and Ore Deposits*, Mineral. Assoc. Canada, Short Course, 23, 367-400.

Richards, J. P. (2009). Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37(3), 247-250.

Richard, L. R. (1995). MinPet: Mineralogical and petrological data processing system, version 2.02. *MinPet Geological Software, Québec, Canada*.

Rock, N. M. S. (1987). The nature and origin of lamprophyres: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 30(1), 191-226.

Rock, N. M. S. (1991). Nature, origin and evolution of lamprophyre melts. In *Lamprophyres* (pp. 125-149). Springer, Boston, MA.

Satian, M. A., Sahakyan, L. H., & Stepanyan, Z. O. (2009). Composition of tuffs from lamprophyre diatremes of the Vedi Rift, Armenia. *Lithology and Mineral Resources*, 44(4), 399-409.

Scott Smith, B. S. (1999). Near-surface emplacement of kimberlites by magmatic processes. Northern Arizona University–Comission on Explosive Volcanism. Disponível na internet via WWW. URL: <http://host.uniroma3.it/progetti/cev/Web%20CEV%20folder/99-01/999news.html>. Università degli studi Roma Tre. p, 3-10.

Sillitoe R.H. (1997) Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Aust J Earth Sci* 44:373–388.

Sillitoe R.H. (2002) Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration. *Miner Deposita* 37:4–13.

Soliani Jr., E. (1986). Os dados geocronológicos do Escudo Sul Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 425 p.

Soliani Jr., E., Koester, E. & Fernandes, L.A.D. (2000). A geologia isotópica do Escudo Sul-rio-grandense – Parte I: métodos isotópicos e valor interpretativo. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul, CIGO/UFRGS*. Porto Alegre, p. 175–230.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G. & Pierosan, R. (2005). Potassic and Low- and High-Ti Mildly Alkaline Volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, Southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 237-254.

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: 573-589.

Sommer, C. A., Leitzke, F. P., Lima, E. F., Barreto, C. J. S., Lafon, J. M., Matté, V., Philipp, R. P., Conceição, R. V. & Basei, M. A. S. (2017). Zircon U-Pb geochronology, Sm-Nd and Pb-Pb isotope systematics of Ediacaran post-collisional high-silica Acampamento Velho volcanism at the Tupanci area, NW of the Sul-Rio-Grandense Shield, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 47: 545-560.

Sparks R.S.J., Baker L, Brown R.J., Field M, Schumacher J., Stripp G., and Walters A. (2006) Dynamical constraints on kimberlite volcanism. *Journal of Volcanological and Geothermal Research* 155: 18–48.

Streckeisen, A. (1976). Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. A provisional attempt. 1976.

- Sun, C. - H. & Stern, R. J. (2001). Genesis of Marian shoshonites: contribution of the subduction component. *J. of Geophys. Res. – Solid Earth* 106, 589 – 608.
- Tappe, S., Foley, S. F., Jenner, G. A., and Kjarsgaard, B. A. (2005), Integrating ultramafic lamprophyres into the IUGS classification of igneous rocks: rationale and implications. *Journal of Petrology*, v. 46(9), pp. 1893-1900.
- Tappe, S., Foley, S.F., Jenner, G.A., Heaman, L.M., Kjarsgaard, B.A., Romer, R.L., Stracke, A., Joyce, N., and Hoefs, J., (2006), Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic craton. *Journal of Petrology*, v. 47, pp. 1261 – 1315.
- 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(2), 197-222.
- Tovey, M., Giuliani, A., Phillips, D., & Moss, S. (2020). Controls on the explosive emplacement of diamondiferous kimberlites: new insights from hypabyssal and pyroclastic units in the Diavik mine, Canada. *Lithos*, 360, 105410.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., ... & Deng, W. (1996). Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of petrology*, 37(1), 45-71.
- Wang, X., Wang, Z., Cheng, H., Zong, K., Wang, C. Y., Ma, L., ... & Hu, Z. (2022). Gold endowment of the metasomatized lithospheric mantle for giant gold deposits: Insights from lamprophyre dykes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 316, 21-40.
- Wildner, W. & Nardi, L.V.S., (2002). Características geoquímicas e de posicionamento tectônico do magmatismo neoproterozóico aflorante no Platô do Taquarembó. *Revista Brasileira Geociências*, 32: 169-184.
- Wilson, L., & Head III, J. W. (2007). An integrated model of kimberlite ascent and eruption. *Nature*, 447(7140), 53-57.
- Woolley, A. R., Bergman, S. C., Edgar, A. D., Le Bas, M. J., Mitchell, R. H., Rock, N. M., & Scott Smith, B. H. (1996). Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 34(2), 175-186.
- Wyman, D., & Kerrich, R. (1989). Archean shoshonitic lamprophyres associated with Superior Province gold deposits: distribution, tectonic setting, noble metal abundances, and significance for gold mineralization.

Zhang, M., Suddaby, P., Thompson, R. N., Thirlwall, M. F., & Menzies, M. A. (1995). Potassic volcanic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis. *Journal of Petrology*, 36(5), 1275-1303.



## 7 ARTIGO SUBMETIDO

De: [em.sames.0.848562.23c9604b@editorialmanager.com](mailto:em.sames.0.848562.23c9604b@editorialmanager.com)  
<em.sames.0.848562.23c9604b@editorialmanager.com> em nome de Journal of South American Earth Sciences [em@editorialmanager.com](mailto:em@editorialmanager.com) Enviado: sexta-feira, 7 de julho de 2023 15:48 Para: Luis Fernando de Lara [luisferdelara@hotmail.com](mailto:luisferdelara@hotmail.com) Assunto: SAMES-D-23-00436 - Confirming your submission to Journal of South American Earth Sciences

This is an automated message.

NEOPROTEROZOIC POTASSIC ANDESITIC AND LAMPROPHYRIC ROCKS IN THE TUPANCI AREA, SOUTHERNMOST BRAZIL: PETROLOGY AND ASSOCIATED MINERALIZATION

Dear Lara,

We have received the above referenced manuscript you submitted to Journal of South American Earth Sciences. It has been assigned the following manuscript number: SAMES-D-23-00436.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/sames/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal of South American Earth Sciences

## NEOPROTEROZOIC POTASSIC ANDESITIC AND LAMPROPHYRIC ROCKS IN THE TUPANCI AREA, SOUTHERNMOST BRAZIL: PETROLOGY AND ASSOCIATED MINERALIZATION

Luís Fernando de Lara<sup>a,\*</sup>, Carlos Augusto Sommer<sup>b</sup>, Vinicius Matté<sup>c</sup>, Evandro Fernandes de Lima<sup>b</sup>, Natália Buckowski<sup>b</sup>, Vítor Paulo Pereira<sup>b</sup>, Caroline Siqueira Gomide<sup>d</sup>

<sup>a</sup> *Programa de Pós-Graduação em Geociências/Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil*

<sup>b</sup> *Instituto de Geociências/Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil*

<sup>c</sup> *Universidade Federal do Pampa/Campus Caçapava do Sul, Brasil*

<sup>d</sup> *Faculdade Planaltina/Universidade de Brasília*

\*Corresponding author.

E-mail address: [luisferdelara@hotmail.com](mailto:luisferdelara@hotmail.com)

**Abstract** – Au and sulfide mineralization occur in the Sul-Rio-Grandense Shield, and important occurrences of these metals are reported and attributed to the Lavras do Sul Shoshonitic Association (LSSA). Several authors point to a significant participation of andesitic and lamprophyric rocks in the formation of these deposits. The Tupanci area has the presence of andesites and lamprophyres, stratigraphically correlated to LSSA volcanic rocks (Hilário Formation), representing the northernmost exposures of this magmatism. The LSSA is one of the most complete Neoproterozoic Shoshonitic associations (ca. 592-590 Ma) in southern Brazil, containing plutonic, volcanic and hypabyssal rocks, related to the post-collisional stage of the Brasiliano/Pan-African orogeny. The andesitic rocks of the Tupanci area occur in the form of flows, being superimposed by volcanoclastic deposits of andesitic composition, product of the reworking of the volcanic unit. Lamprophyres occur in the form of dykes, with N-NW direction, in rocks of the metamorphic basement and in andesitic flows, being texturally separated and classified as spessartite and lamprophyric lapilli-tuff. The singular form of occurrence of the lamprophyric lapilli-tuff stands out, analogous to Kimberley-type pyroclastic kimberlitic intrusions, depicting explosive manifestations linked to LSSA lamprophyres. Both occurrences show characteristics of high-K calc-alkaline or shoshonitic rocks, evidenced by LILE and LREE enrichment, negative Ti and Nb anomalies, plus positive Pb anomalies and the absence of Eu anomalies. These attributes reinforce the relationship of andesitic and lamprophyric rocks with related LSSA rocks. The presence of Au and

platinum grains in the groundmass of lamprophyric lapilli-tuff, once the relationship with LSSA is reinforced, highlights the economic importance of these rocks for the mineral occurrences in the region, where future studies can better define the metallogenic potential for the rocks of the Tupanci area.

Keywords: Shoshonitic magmatism; Lamprophyres: Au mineralization; Pyroclastic lamprophyre

## 1. INTRODUCTION

The occurrence of lamprophyres, temporally and spatially, associated with Au and sulfide mineralization is highlighted by several authors (*e.g.* Rock, 1991; Muller and Groves, 2019). This link is related to many factors such as the high temperature of these magmas, the dominant mantle source and the expressive participation of volatiles. Among the main types of lamprophyres, the relationship with Au mineralization is mainly attributed to calcium alkaline or shoshonitic lamprophyres, of which spessartites are associated with K-alkaline magmatism, related to post-collisional environments or mature arcs.

In the Sul-Rio-Grandense Shield, southernmost of Brazil, Neoproterozoic (ca. 592-590 Ma) rocks of shoshonitic affinity occur, which are related to the post-collisional stage of the Brasiliano/Pan-African orogeny (Fig. 1). Shoshonitic volcanic rocks are grouped into the Hilário Formation, linked to the Camaquã Basin, represented mainly by deposits of predominantly intermediate composition. Associated with this volcanism, there are small intrusive spessartite lamprophyres, which present compositions similar to volcanic rocks. These rocks occur genetically associated with a wide range of plutonic and hypabyssal rocks, configuring one of the most complete Neoproterozoic Shoshonitic associations in southern Brazil, called Lavras do Sul Shoshonitic Association (LSSA) (Nardi and Lima, 1985).

The volcanic deposits of the LSSA (Hilário volcanism) make up the first volcanic cycle of the Camaquã Basin (Matté *et al.*, 2021). They consist of lava flows, interspersed with pyroclastic rocks, mainly of trachybasaltic and trachyandesitic composition, deposited predominantly in the subaerial regime. Lamprophyres related to this magmatism generally occur in the form of dykes and sills, with domes rarely observed. These rocks outcrop predominantly in the region of Lavras do Sul, also having

exposures in the region of Caçapava do Sul, São Sepé, Vila Nova do Sul, Dom Pedrito and Bagé, in the Rio Grande do Sul State (Fig 1).

Relevant Au-Cu (Pb-Ag) mineralization related to LSSA rocks occurs mainly in the region of Lavras do Sul, in the form of Au pyrite, with subordinate free Au, together with the blend and galena, disseminated to quartz veins. These mineralization are associated to volcanic sequence and plutonic bodies established, respectively, by epithermal systems and porphyry-type systems (Bongiolo, 2006). The northernmost exposures of Hilário volcanism are found in the Tupanci area (Vila Nova do Sul), represented by exposures of volcanic rocks, associated with volcanogenic deposits and lamprophyric intrusions (Fig. 2).

Outcropping lamprophyres in the Tupanci area rely on the presence of free Au associated with their groundmass, an outstanding attribute from an economic point of view for rocks in the region (Buckowski, 2011; Barrios 2015; Baesso *et al.*, 2022). Several authors defend the participation of lamprophyres in mineralization, mainly of Au, attributed to LSSA (*e.g.* Muller, 2011; Gastal *et al.*, 2015). In the Tupanci area, published works referring to lamprophyric and andesitic volcanic rocks are scarce and old (*e.g.* Issler & Roisenberg, 1972). This work has as main objectives to present new geological and petrological data of the shoshonitic volcanic sequence and related lamprophyres, aiming to contribute to the evolution of the knowledge of the petrological and metallogenetic relationships of this type of magmatic association.

## 2. ANALYTICAL PROCEDURES

A set of 21 samples was selected from the volcanic and lamprophyre intrusive rocks of the studied region, in order to analyze the chemical compositions of the major, minor, trace, and rare earth elements (REE). The samples were processed using an agate ball mill to obtain less than 200 mesh fractions. The analyses were carried out at Acme Laboratories Ltd (Canada) using the ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) method for major elements and ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) method for trace elements and REE. The detection limits for most of the major elements were on the order of 0.1% and 0.1 ppm for the trace elements. The analytical errors are less than 0.01% for oxides (except FeO  $\frac{1}{4}$  0.04%) and less than 1 ppm for trace and REE.

The mineral chemistry data was acquired with the analysis of nine samples. The CAMECA SX-5 electron microprobe was used to obtain quantitative and qualitative data is equipped with five WDS spectrometers and one EDS spectrometer and is located in the Electron Microprobe Laboratory of the CPGq-IGEO/UFRGS. The analytical conditions for the analysis of silicates includes an electron beam of 1 mm, Faraday current of 15 nA with accelerating voltage of 15 kV, and SP1-TAP (Na and Mg), SP2 - LLIF (Fe, Ni and V), SP3 and LPET (Ti, Cr and Mn), SP4 and TAP (Na and Mg) and SP5 and PET (K and Ca) spectrometers.

Further investigation of sulfites, Au and Pt composition was carried out using a scanning electron microscope (SEM) model Jeol JSM 6610-LV operated at a beam voltage of 15 kV, and energy-dispersive X-ray spectroscopy (EDS), at the Laboratory of Isotope Geology of the Federal University of Rio Grande do Sul (LGI-UFRGS).

The lithochemical data was processed in binary and ternary phase diagrams, developed in the GCDkit software (Geo Chemical Data ToolKIT), prepared by Janousek *et al.* (2006) and MINPET version 2.02 (Richard, 1995), which consists of manipulation and recalculation systems of geochemical data for whole rock analysis of igneous and metamorphic rocks.

### 3. GEOLOGICAL CONTEXT

The Sul-Rio-Grandense Shield (Fig. 1) is located in the southern portion of the Mantiqueira Province and is characterized by a complexity of tectono-stratigraphic units, related to the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle, containing a Paleoproterozoic metamorphic basement (Almeida *et al.*, 1981, Solani *et al.*, 2000). It is constituted by Nico Perez Terrane, also named Taquarembó Terrane in Rio Grande do Sul, and the Dom Feliciano Belt, which is made up of the São Gabriel, Tijucas and Pelotas Terranes.

The Taquarembó Terrane, which makes up a portion of the Nico Perez Terrane, is represented by ultramafic rocks, ortho and paragneisses paleoproterozoic, metamorphosed into granulite facies at 2.1 Ga (Koester *et al.*, 2021). The São Gabriel Terrane is represented by rock associations related to two juvenile arcs interspersed with passive margin ophiolitic and metasedimentary rocks (Philipp *et al.*, 2018). The Tijucas Terrane is composed of Neoproterozoic metavolcanosedimentary rocks, interspersed, in a subordinate way, with inliers of Paleoproterozoic basement rocks (Philipp & Basei, 2021). The Pelotas Terrane, also called the Pelotas Batholith, is predominantly composed

of plutonic rocks, with the presence of subordinate low to medium grade metamorphic rocks (Koester *et al.*, 2021).

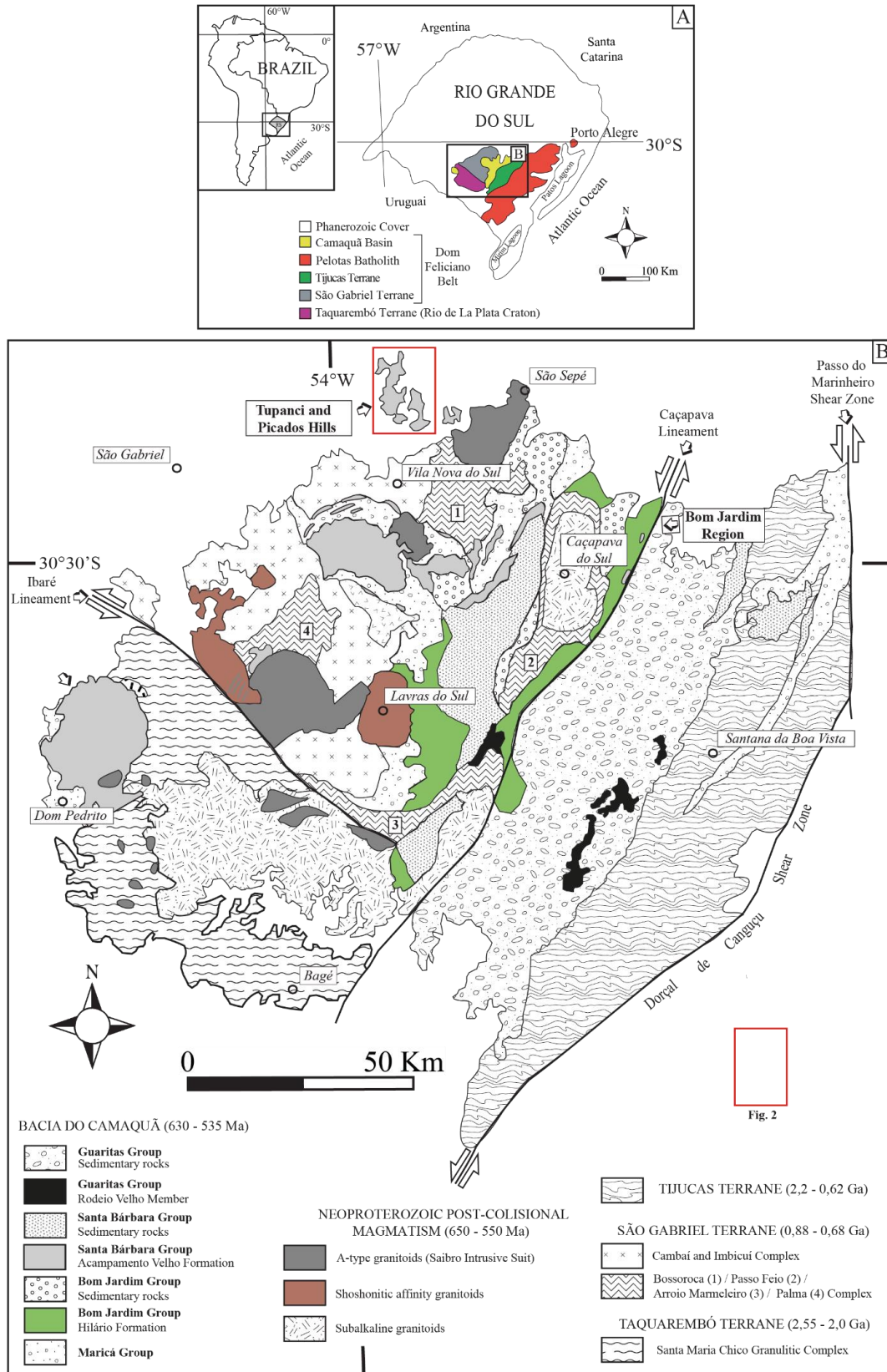


Figure 1 – Regional geological context of the western portion of the Sul-Rio-Grandense Shield.

The Camaquã Basin occur in the western portion of the Sul-Rio-Grandense Shield, predominantly over the São Gabriel Terrane, and is represented by important volcanic-sedimentary deposits, generated by complex tectono-sedimentary mechanisms, linked to the post-collisional stages of the Brasiliano- Pan-African orogeny (Paim *et al.*, 2014). The Camaquã Basin represents an overlap of sub-basins on the same depositional locus, which are generated by distinct mechanisms and characteristic lithologies, individualized from tectonic, thermomechanical and geochronological criteria. During the evolution of this basin, depositional periods alternate with the accumulation of thick volcanic-sedimentary packages, and erosive intervals (Paim *et al.*, 2014).

It is estimated that its deposition took place between 630 Ma and 535 Ma, evolving from a back-arc basin (Maricá Group), passing to strike-slip basins (Bom Jardim Group) and ending with a rift basin with some transtensive component (Santa Bárbara and Guaritas Group). These basins gave rise, mainly, to siltstones, sandstones and conglomerates deposited in different sedimentary environments, ranging from shallow marine, coastal, lacustrine-alluvial, to desert with interspersed volcanic episodes (Paim *et al.*, 2014). In general, there is a predominance of volcanic episodes, usually at the base of the higher hierarchy units. Volcanic rocks from the Camaquã Basin are recorded in three major volcanic cycles, with plutonic and subvolcanic rocks genetically and chronologically associated (Matté *et al.*, 2021).

The first volcanic cycle is represented by the Hilário volcanism and is linked to the Bom Jardim Group. It is mostly composed of effusive rocks, of dominantly intermediate composition and shoshonitic affinity, formed at approximately 590 Ma (Remus *et al.*, 1999; Lima *et al.*, 2007; Janikian *et al.*, 2012). Explosive deposits occur intercalated and are genetically and temporally associated with subvolcanic rhyolitic, monzonitic, lamprophyre and plutonic rocks, forming the LSSA (Nardi & Lima, 1985).

The second volcanic cycle is represented by the Acampamento Velho volcanism, which is located at the base of the Santa Bárbara group. This unit is predominantly made up of explosive/effusive deposits, with acidic composition and moderately alkaline sodium affinity, generated between 580 Ma and 550 Ma (Sommer *et al.*, 2005, 2006; Janikian *et al.*, 2005, 2012; Matté *et al.*, 2016). Associated with this volcanic cycle, basalts occur in a restricted way, in addition to subvolcanic diorite, trachytic and, predominantly, rhyolitic rocks. Its plutonic portion is represented by sodium-alkaline granitoids from the Saibro Intrusive Suite (Matté *et al.*, 2016; Hartmann & Nardi., 1982). The third volcanic cycle includes rocks from the Rodeio Velho volcanism, linked to the



Guaritas Group, characterized by effusive deposits, with a predominantly basic composition and moderately alkaline to tholeiitic affinity, generated between 547 Ma and 535 Ma (Almeida *et al.*, 2010; Almeida *et al.*, 2012).

The Tupanci area (Fig. 2) is located in the northern portion of the São Gabriel Terrane and is characterized by the presence of Neoproterozoic rocks, related to the Camaquã Basin, whose basement is represented by gneiss rocks linked to the Cambaí Complex (735 – 680 Ma; Babinski *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 2007, 2011).

In the Tupanci area, the Camaquã Basin is represented by volcanic-sedimentary deposits correlated with Hilario Formation., determined by andesitic flows and volcanoclastic deposits, in addition to the occurrence of subvolcanic intrusions of spessartitic lamprophyres (Buckowski, 2011; Barrios, 2015). The felsic rocks linked to the Acampamento Velho volcanism are predominant, represented by flows, subvolcanic intrusions and ignimbritic deposits (579.1 ± 5.6 Ma – Leitzke *et al.*, 2015; Sommer *et al.*, 2017), and occur discordantly with the deposits of Hilário Formation.

Sedimentary deposits from the Paraná Basin partially overlap these units. They are represented by sandstones and conglomeratic sandstones, mostly from the Rio Bonito Formation.

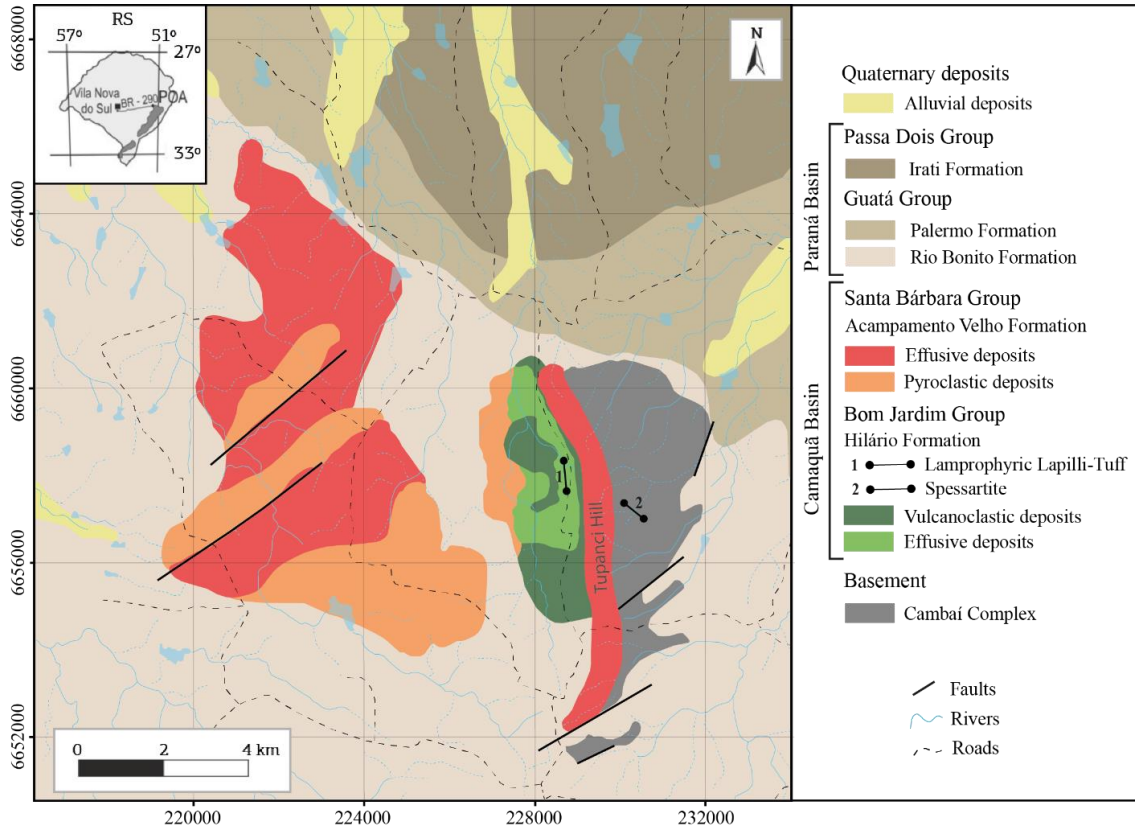


Figure 2 – Simplified geological map of the Tupanci area (modified from Menegotto and Medeiros, 1976 and Barrios, 2015).



## 4. GEOLOGY AND PETROGRAPHY OF ANDESITIC AND LAMPROPHYRIC ROCKS

Porphyritic andesite lava flows are the predominant lithologies in the Tupanci area. They are overlaid by secondary volcanoclastic deposits, products of the reworking of the volcanic unit. Two metric dykes of N-NW orientation, occur intrusively in the metamorphic basement rocks and in the andesitic flows. These intrusive bodies are represented by spessartitic lamprophyres, texturally separated and classified as spessartitic lamprophyre and lamprophyric lapilli-tuff.

### 4.1. Andesitic rocks

They are characterized by porphyritic to glomeroporphyritic andesites, with phenocrysts of plagioclase (20% to 30%) and clinopyroxene (< 5%), immersed in an aphanitic groundmass. The trachytic and trachytoid texture is also incipient and evidenced by the orientation of the phenocrysts and plagioclase microliths. As accessory minerals, zircon and apatite occur. Oxides are scattered throughout the groundmass as anhedral to subhedral grains, sometimes with plagioclase phenocrysts, representing <5% of the total. The rocks are strongly altered, with chlorite, carbonates and white mica denoting processes of chloritization, carbonation and claying respectively (Fig. 3).

Plagioclase phenocrysts are euhedral, ripidform, with a diameter ranging from 0.2 to 2.0 cm, presenting a polysynthetic twin. Resorption features such as corrosion are common, in addition to alteration processes responsible for claying, chloritization and carbonation, present on the edges and inner portions of the grains. Mineral chemistry data allows characterizing plagioclases as labradorite (An 60 -70) and bytownite (An > 70) (Fig. 6).

Clinopyroxene phenocrysts are subhedral, with diameters of up to 0.2 cm. They occur most often restricted to the groundmass, in small proportions. It is possible to observe moderate fracturing in the grains. Alteration is common to chlorite, shown by rare euhedral crystals that are totally pseudomorphized. Pyroxenes were classified as augite ( $W_{0.37-4.4}$ ,  $En_{45-52}$ ,  $Fs_{8-17}$ ) (Fig. 5) ~~by mineral chemistry.~~

Zircon, together with apatite, corresponds to less than 1% of the total samples. They present subhedral shapes, with diameters of up to 0.1 mm, usually included in other mineral phases. The oxides are anhedral to subhedral, with diameters ranging from 0.1 to 1.0 mm and are commonly disseminated in the groundmass and sometimes included in

plagioclase phenocrysts and filling fractures, related to post-magmatic processes. In general, they are classified as Ti-magnetite.

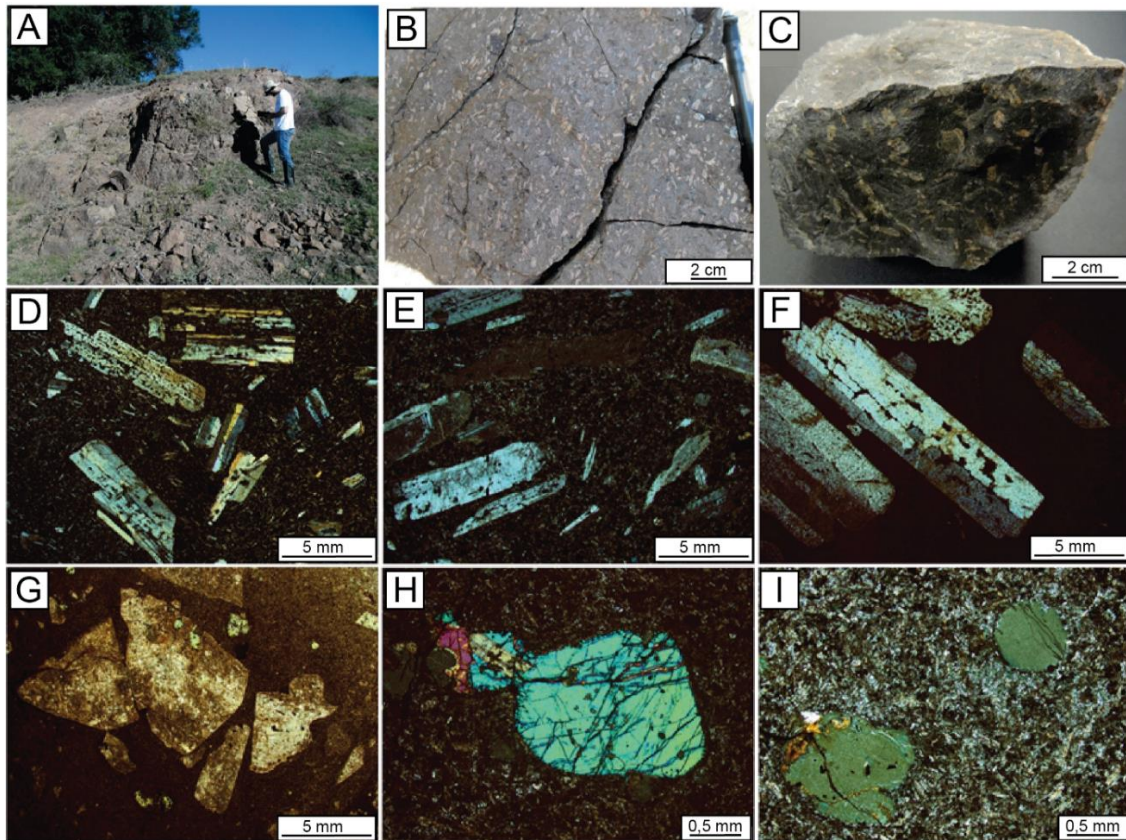


Figure 3 – Macro and microscopic petrographic aspects of andesites in the Tupanci area: A) Outcrop; B and C) Porphyritic andesite; D) Detail of the glomeroporphyritic texture, in CN; E) Incipient trachytic texture, in CN; F) Euhedral plagioclase crystals, in CN; G) Plagioclase phenocrysts with marked alteration features, such as chloritization and claying, to PL; H) Twinned augite phenocryst, CN; I) Phenocrysts of augite changed to chlorite, in CN.

#### 4.2. Volcanoclastic deposits

Volcanoclastic rocks occur in a variety of forms, from autobreccias to volcanogenic sedimentary rocks with predominance of andesitic clasts. At some points, the presence of peperites is observed, evidencing the interaction between lava and sediment. The autobreccia is characterized by subangular to subrounded fragments of porphyritic andesite, with dimensions from 0.2mm to 5mm. The groundmass has the same composition of the fragments, with a finer texture, denoting rapid cooling.

Volcanogenic sedimentary rocks are characterized by conglomerates and coarse sandstones, reddish brown, poorly sorted and immature. They are characterized by the presence of clasts up to 20 cm, supported by a sandy groundmass. Both have andesitic composition.

### 4.3. Lamprophyric Lapilli-Tuff

The lamprophyric lapilli-tuff occurs as an N-S dyke, with dimensions of approximately 70 m X 450 m (Baesso *et al.*, 2022). It consists predominantly of lapilli and ash fragments, surrounded by a tuff groundmass. Compositionally, cognate spessartite and accidental andesite lithoclasts are dominant, in addition to mafic/ultramafic fragments. The shapes vary from angular to subrounded and an increase in the size of the clasts towards the edge of the body is observed and, in the central portion, spessartite fragments are dominant. In addition to lithoclasts, phenocrysts and crystal fragments of amphibole, clinopyroxene and plagioclase occur (Fig. 4).

Juvenile spheroidal fragments of the spinning dropled type (0.2-0.5mm - core = 1 crystal) (Fig. 4K) and wrapped fragments (0.6-1mm - core = elongated microcrystalline lithic) (Fig. 4J) are also observed, with dimensions varying between 0.3 and 0.5mm. The edge of these fragments is composed of fine microporphyrific material with plagioclase microphenocrysts and, subordinately, opaque, concentrically oriented. Usually, these spheroidal features are attributed to magma fragmentation within volcanic conduits in a fluidized system (Junqueira-Brod, 2003).

The tuff groundmass is constituted by the same lithic fragments described above, but the presence of phenocrysts and fragments of amphibole, pyroxene and plagioclase crystals is highlighted. Vesicular vitreous fragments are also observed, evidencing the high vesiculation of the system during the intrusion. Amphibole and pyroxene phenocrysts are euhedral and commonly exhibit exsolution and groundmass disequilibrium features (Fig. 4H).

Carbonates, chlorite and epidote occur as secondary minerals and fill small fractures (Fig. 4I). Opaque minerals are also present in the groundmass, predominantly composed of oxides, iron sulfides and iron and copper sulfides. The presence of Au and platinum in this portion stands out.

Mineral chemistry data was used to classify pyroxenes (table 1), amphiboles (table 2) and feldspars. The clinopyroxene phenocrysts are predominantly subhedral, with dimensions from 0.3mm to 1.2mm, with zoning in several crystals. Compositionally, they are augites and diopsides, mostly with aluminum, and chromic aluminum in smaller proportions (Fig. 5A). Through the diagram Ca (a.p.f.u) vs. Ti (a.p.f.u), the pyroxenes present in the lapilli tuff lamprophyric show orogenic affinity, through the limits established by Sun & Bertrand (1991) (Fig. 5B).



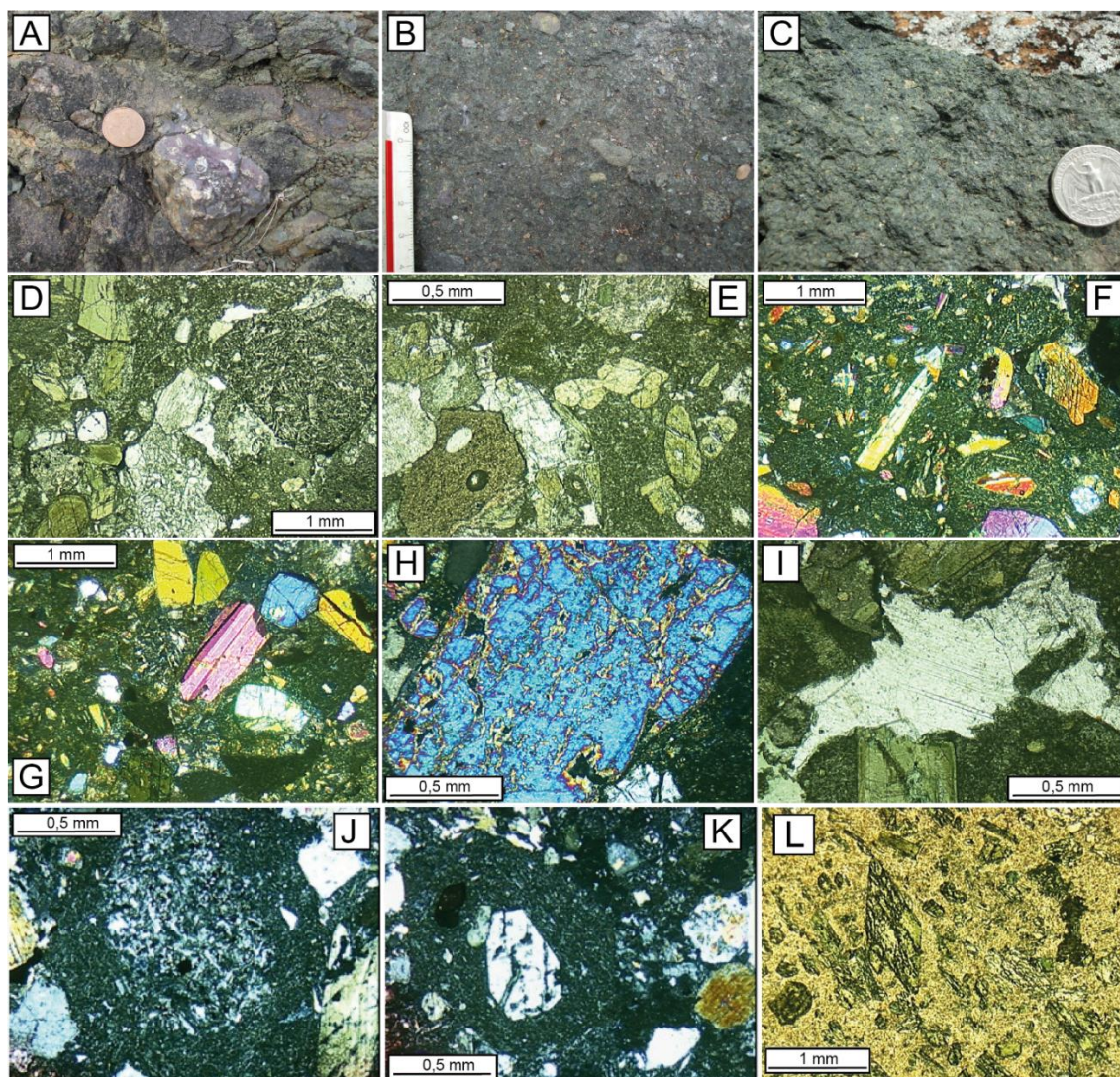


Figure 4 – Macro and microscopic features of the lamprophyres: A, B and C) Macroscopic features representing the edge of the body towards the center, respectively, of the lamprophyric lapilli-tuff; D and E) Microscopic aspects of the lamprophyric lapilli-tuff, showing xenoliths, in PN; F and G) microscopic aspects of the lamprophyric lapilli-tuff, showing amphibole and clinopyroxene phenocrysts, in CN; H) Pyroxene crystal in imbalance with the groundmass, in CN; I) Carbonate, appearing as a secondary mineral, in CN; J) Wrapped Fragments, in CN; K) Spinning droplets, in CN; L) Microscopic features of the spessartite, in PN.

Similarly to clinopyroxenes, amphiboles have a subhedral shape, with dimensions of 0.3mm to 4mm, and zoning in several crystals. It also occurs in the groundmass, with crystals up to 0.1 mm, though without zoning. Amphiboles were classified as Mg-hastingsites and tschermakites, using the criteria of Leake *et al.* (1997) (Fig. 7). According to Rock (1991), these compositions are typical of calc-alkaline or shoshonitic lamprophyres.

Feldspars occur in the form of microliths confined to the groundmass, sometimes changing to clay minerals and carbonates. They were mostly classified as albites (Fig. 6),

whose composition is due to the effects of late-magmatic alteration. The probable original composition of the feldspar present in the rock is andesine, as reported for the lamprophyres of the Lavras do Sul region. In this way, we can define lapilli tuff lamprophyric as having a spessartite composition.

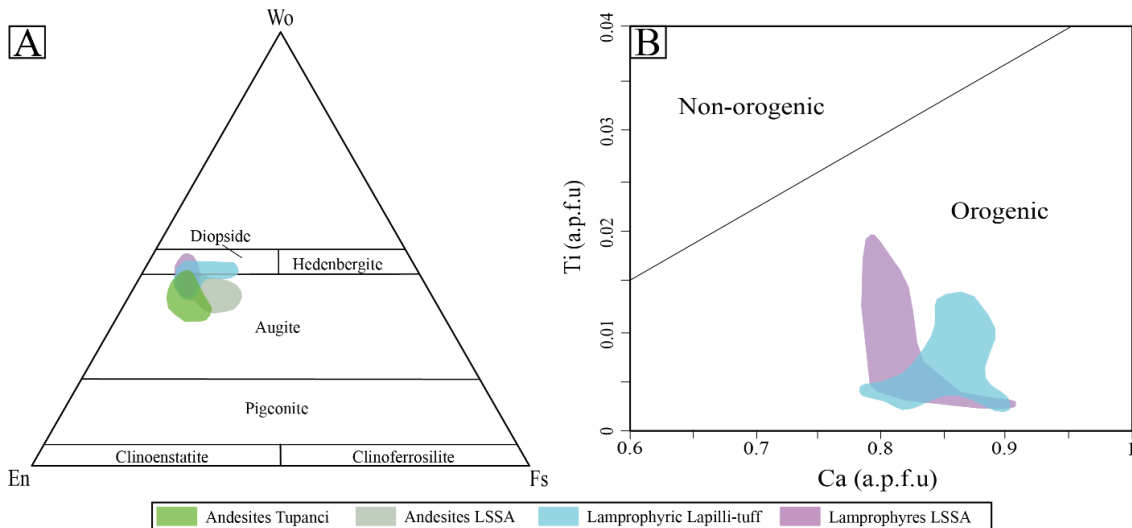


Figure 5 – A) Classification of clinopyroxenes, according to Morimoto et al. (1988), for rocks from LSSA and from the Tupanci area; B) Ca x Ti diagram for clinopyroxenes, according to Sun and Bertrand (1991) for tectonic affinity. LSSA data obtained by Lima and Nardi (1998).

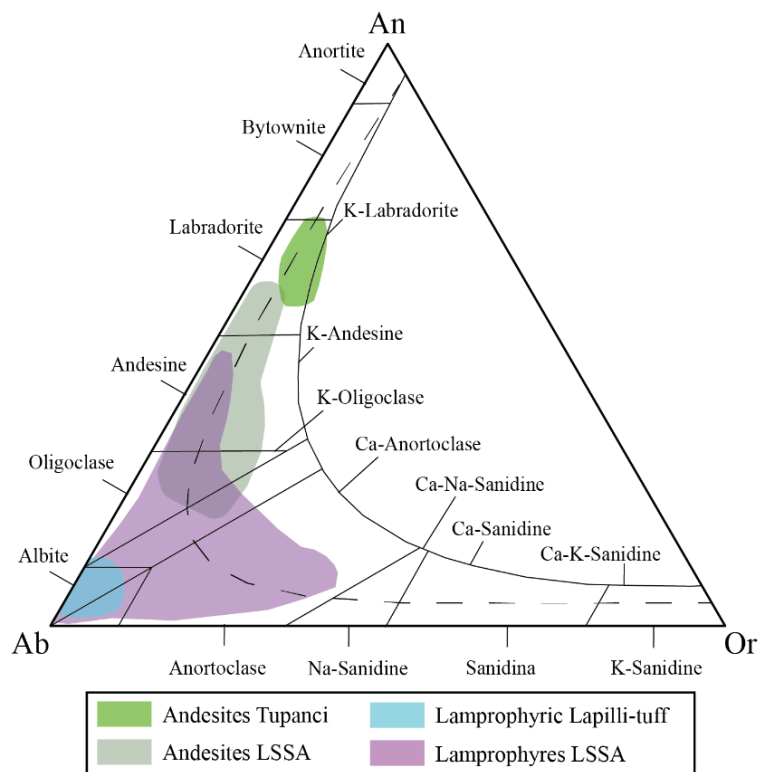


Figure 6 – Classification of feldspars related to LSSA rocks and the Tupanci area. LSSA data obtained by Lima and Nardi (1998).

#### 4.4. Spessartite

The lamprophyre dyke has dimensions of 2-4 m and an approximate N-NW orientation and is intrusive in the metamorphic rocks of the Cambaí Complex. It is characterized as a massive porphyritic rock with a panidiomorphic texture (Fig 4L), with euhedral amphibole phenocrysts and, subordinately, clinopyroxene, in a fine equigranular to aphanitic groundmass consisting predominantly of plagioclases and rare iron oxides. Amphibole phenocrysts have dimensions ranging from 0.5 to 1 mm and are locally clustered, evidencing a glomeroporphyritic texture. An incipient trachytoid texture is observed, given by the orientation of the amphiboles along the magmatic flow. Plagioclase occurs with microliths and shows a thin film of alteration consisting of clay minerals.

Mineral chemistry data allow classifying most of the amphiboles as tschermakites and Mg-hornblende, with subordinate Mg-hastingsite and pargasite using the criteria of Leake *et al.* (1997) (Fig. 7).

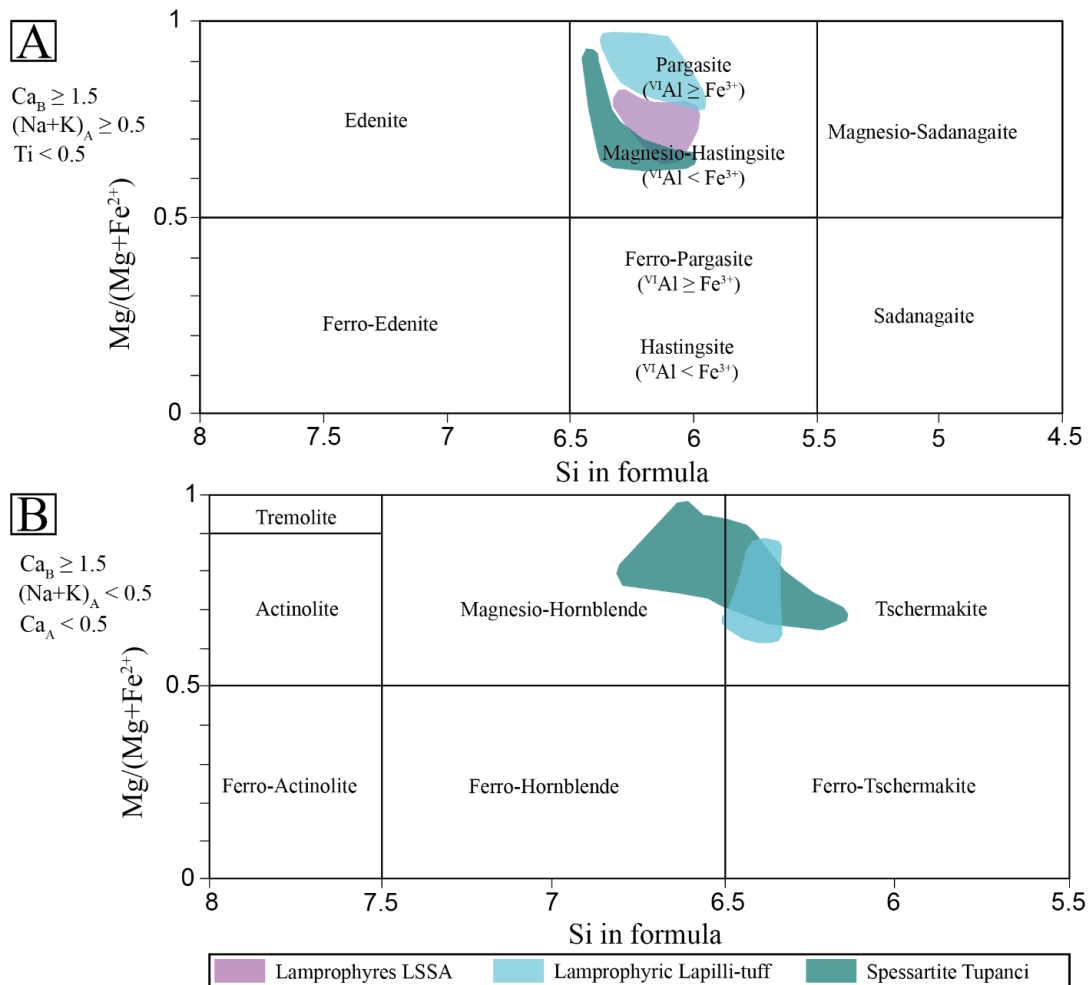


Figure 7 – A and B) Classification of amphiboles for lamprophyres from LSSA and the Tupanci area, according to criteria by Leake *et al.* (1997). LSSA data obtained by Lima and Nardi (1998).



## 5. GEOCHEMISTRY

### 5.1. *andesitic rocks*

The andesite samples found in the Tupanci region (table 4) present SiO<sub>2</sub> content between 54.70% and 57.54%. When represented in the TAS diagram of Le Bas *et al.* (1986) (Fig. 8A), they plot in the field of trachyandesites and in the alkaline to moderately alkaline series in the classification corroborated by the diagrams of Winchester & Floyd (1977) (Fig. 8C and 8D). The relationship  $(\text{Na}_2\text{O}-2) < \text{K}_2\text{O}$  points to a potassium affinity for these rocks (Le Maitre *et al.*, 2002). The K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio varies between 0.6 and 1.6, placing these rocks in the field of shoshonitic rocks (Fig. 8B).

In the Harker diagrams (Fig. 10), using the SiO<sub>2</sub> contents as a differentiation index, a negative correlation is observed for the Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content (14.48% to 19.34%), and is also observed for the levels of MgO (1.32% to 3.21%), CaO (3.04% to 5.85%), TiO<sub>2</sub> (0.97% to 1.55%), K<sub>2</sub>O (2.70% to 6.34%) and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.3% to 0.6%). The FeO<sub>t</sub> values (4.93% to 7.85%) do not show a defined trend along the differentiation. There is a positive correlation for Na<sub>2</sub>O contents (3.09% to 4.49%).

For most trace elements, there is an apparent negative correlation for the levels obtained, in which Sr presents values between 539 ppm and 1070 ppm and Rb presents values between 59.9 ppm and 231 ppm. Ba values are within 784 ppm and 2003 ppm, showing an apparent positive correlation, despite a certain dispersion of data. Nb values range between 12 ppm and 17.6 ppm and Y values between 18.1 ppm and 50 ppm, with most values around 21 ppm.

In general, the contents of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> and K<sub>2</sub>O, although similar, are slightly higher than the values found for rocks from Lavras do Sul, while the contents of CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O, Sr, Nb and Y are slightly inferior compared to these rocks.

In the multielement diagram (Fig. 11A) it is possible to compare the behavior of trace elements and rare earth elements when normalized to the OIB standard of Sun & McDonough (1989). There is an enrichment in large ion lithophilic elements (Rb, Ba and K), and Sr and LREE content following a trend towards horizontalization, close to unity. The depletion of Nb in relation to K and LREE is characteristic of subduction-related magmatic arc magmas (Kelemen *et al.*, 1993), and the Nb/La and Ba/La ratios are relatively low, suggesting a relationship with orogenic andesites (Davies & Hawkesworth, 1994). The low values of Ti, together with the impoverishment of Nb, in

addition to the high contents of Sr and Ba, are typical characteristics of shoshonitic magmatism.

The values of REEs (Fig. 11B), when normalized (Nakamura, 1974), present a high concentration of these elements ( $\Sigma\text{ETR} = 252\text{-}304$ ), characterized by the enrichment of LREE in relation to HREE ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 7.39\text{-}29.62$ ). The  $\text{La}_N/\text{Sm}_N$  ratio (3.48-4.68) shows a slight enrichment between LREE, while the  $\text{Eu}_N/\text{Yb}_N$  ratio (3.24-4.25) suggests the same between HREE. Characteristics such as  $\text{Ce}_N$  values close to 100,  $\text{Yb}_N$  values around 4 and the absence of the expressive Eu anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}_N = 0.81$  to 0.99), are indicative of a shoshonitic magmatism (Jakes & White, 1972), which corroborates the shoshonitic affinity of these rocks.

## 5.2. Lamprophyres

To obtain and interpret chemical data from lamprophyric lapilli-tuff, samples (table 4) were selected from the texturally finer portions and the presence of lithic fragments, mantle xenoliths, xenocrystals or that could have evidence of cumulative processes. Even with these precautions, given the nature of the rock and the textural characteristics, geochemical interpretations must be taken with caution.

The  $\text{SiO}_2$  content found in lamprophyres in the Tupanci area varies between 48.97% and 60.72%, with the lowest values found for the lamprophyric lapilli-tuff. When represented in the TAS diagram (Le Bas *et al.*, 1986) (Fig. 8A), the samples are compositionally equivalent to basalts and trachyandesites, with subalkaline to moderately alkaline series affinity. Using the diagrams by Winchester & Floyd (1977) (Fig. 8C and 8D), which uses immobile elements, the samples are located in the field of andesites and basaltic andesites of moderately alkaline affinity, which is consistent with the magmatism proposed for these rocks. All samples have a moderately potassium character, observed through the criterion  $(\text{Na}_2\text{O} - 2) < \text{K}_2\text{O}$  (Le Maitre *et al.*, 2002).

According to Rock (1987) classification scheme, lamprophyres belong to the calc-alkaline or shoshonitic series. The  $\text{K}_2\text{O}$  content varies between 0.76% and 2.55%, with the  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratio being between 0.45 and 0.63, lying in the field of calc-alkaline and shoshonitic rocks (Turner *et al.*, 2002) (Fig. 8B).

This trend is supported by the use of diagrams based on trace and immobile elements (*e.g.*  $\text{Co} \times \text{Th}$  – Hastie *et al.*, 2007 – Fig. 9A), where the rocks are located close to the limit of the high-K calc-alkaline and Shoshonitic series. Comparing Sm versus



La/Yb values (Rock, 1987), most lamprophyric samples plot just below the spessartite field (Fig. 9B), coinciding in part with the LSSA spessartitic lamprophyres.

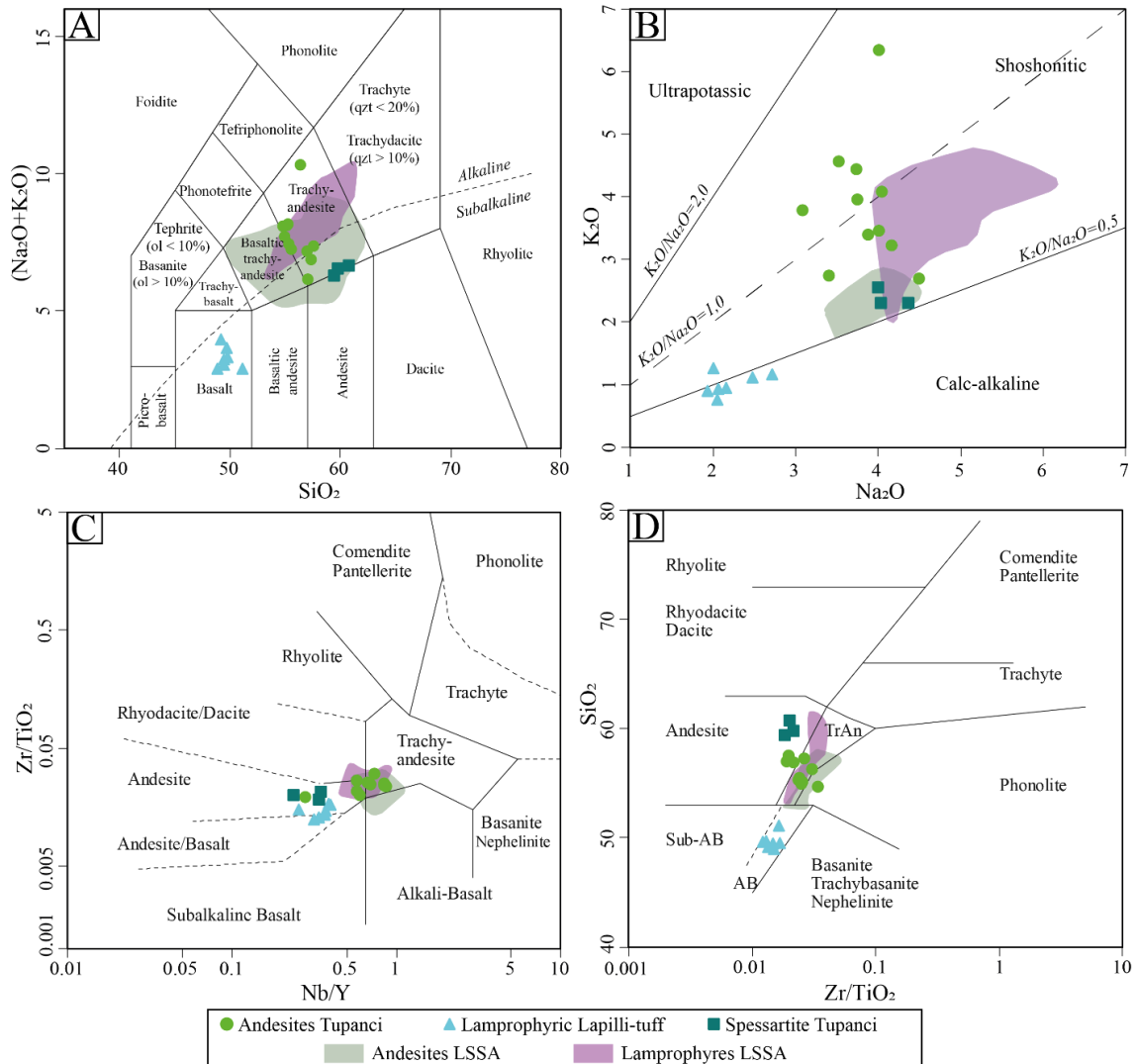


Figure 8 – Geochemical classification of rocks from LSSA and the Tupanci area. A) TAS (Le Bas et al., 1986); B) K<sub>2</sub>O x Na<sub>2</sub>O (Turner et al., 1996); C) Zr/TiO<sub>2</sub> x Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977); D) SiO<sub>2</sub> x Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester and Floyd, 1977). LSSA data obtained by Lima and Nardi (1998).

In the Harker diagrams (Fig. 10), using the SiO<sub>2</sub> content as a differentiation index, a positive correlation is observed for Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (11.72% at 14.99%), K<sub>2</sub>O (0.76% at 4.36%) and Na<sub>2</sub>O (1.93% to 4.36%). The aluminum enrichment along the differentiation represents an insignificant fractionation of aluminous phases. The K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio, around 0.5, may indicate amphibole fractionation, and this value is found in this mineral phase. There is a negative correlation for MgO (11.81% to 4.37%), FeO<sub>t</sub> (8.79% to 5.75%), CaO (9.26% to 3.98%), TiO<sub>2</sub> (0.78% to 0.53%), MnO (0.17% to 0.11%) and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.25% to 0.15%). The behavior of these elements indicates a fractionation of

calcium-ferromagnesian phases, such as olivine, pyroxene and amphibole, with apatite participation, due to the behavior of  $P_2O_5$ . In general terms, the lamprophyric rocks from the Tupanci area present slightly higher MgO and CaO contents than the lamprophyric rocks from the Lavras do Sul region, while the other oxides, although similar, present slightly lower contents.

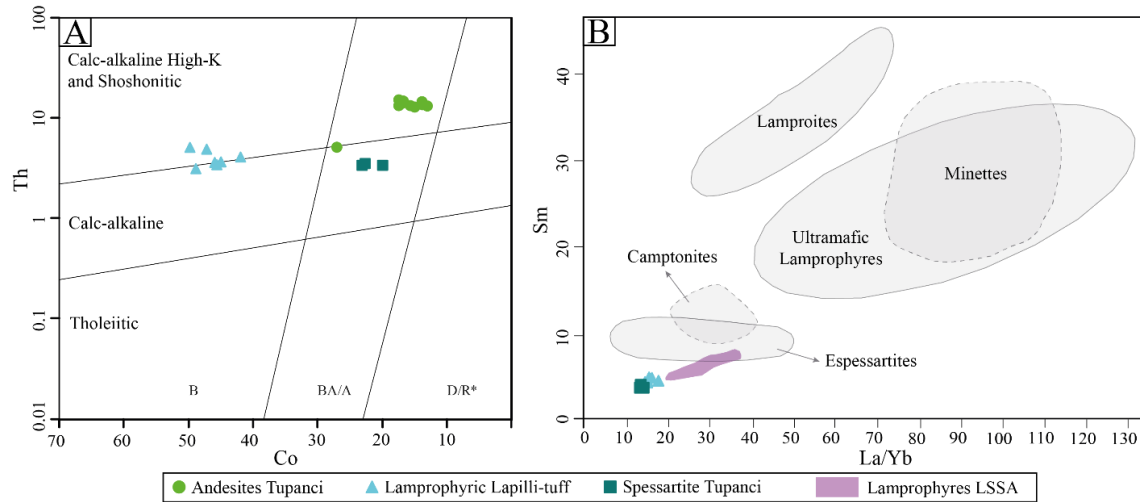


Figure 9 – Geochemical classification of rocks from LSSA and the Tupanci area: A)  $Th \times Co$  (Hastie *et al.*, 2007); B)  $Sm \times La/Yb$  (Rock, 1987). LSSA data obtained by Lima and Nardi (1998). B, basalt; BA/A, Basaltic andesite and andesite; D/R\*, dacite and rhyolite (\* indicates that latites and trachytes also fall in the D/R fields).

Regarding the trace elements, the Sr content (392 to 490 ppm) did not show significant variation along the differentiation. These values are similar to the less differentiated rocks of the Lavras do Sul region. Rb and Ba are incompatible, with levels ranging from 17 to 52.8 ppm and 399 to 1091 ppm, respectively. Nb and Y do not show significant variations throughout the differentiation, with levels ranging from 4.3 to 6.4 ppm and 15 to 20.7 ppm, respectively.

When plotted on multi-element diagrams (Fig. 11A), normalized to the OIB pattern (Sun & McDonough, 1989), it is observed that the distribution pattern of trace elements and LREE presents values close to unity, with similar patterns among lamprophyres of the Tupanci area and those from LSSA. There is a slight enrichment in LILEs mainly for LSSA spessartites, and a slight depletion in HFSE, negative Nb and positive Pb anomalies. Depletion of Nb in relation to light rare earth elements (LREE) is characteristic, as well as enrichment in LREE and LILE (Ba, Sr, Rb, K). This behavior has been attributed to magmas related to metasomatized sources during previous subduction (Kelemen *et al.*, 1993). HFSE contents are higher than those observed in

oceanic shoshonites and similar to continental margin shoshonitic rocks (Pearce, 1983) or post-collisional intraplate.

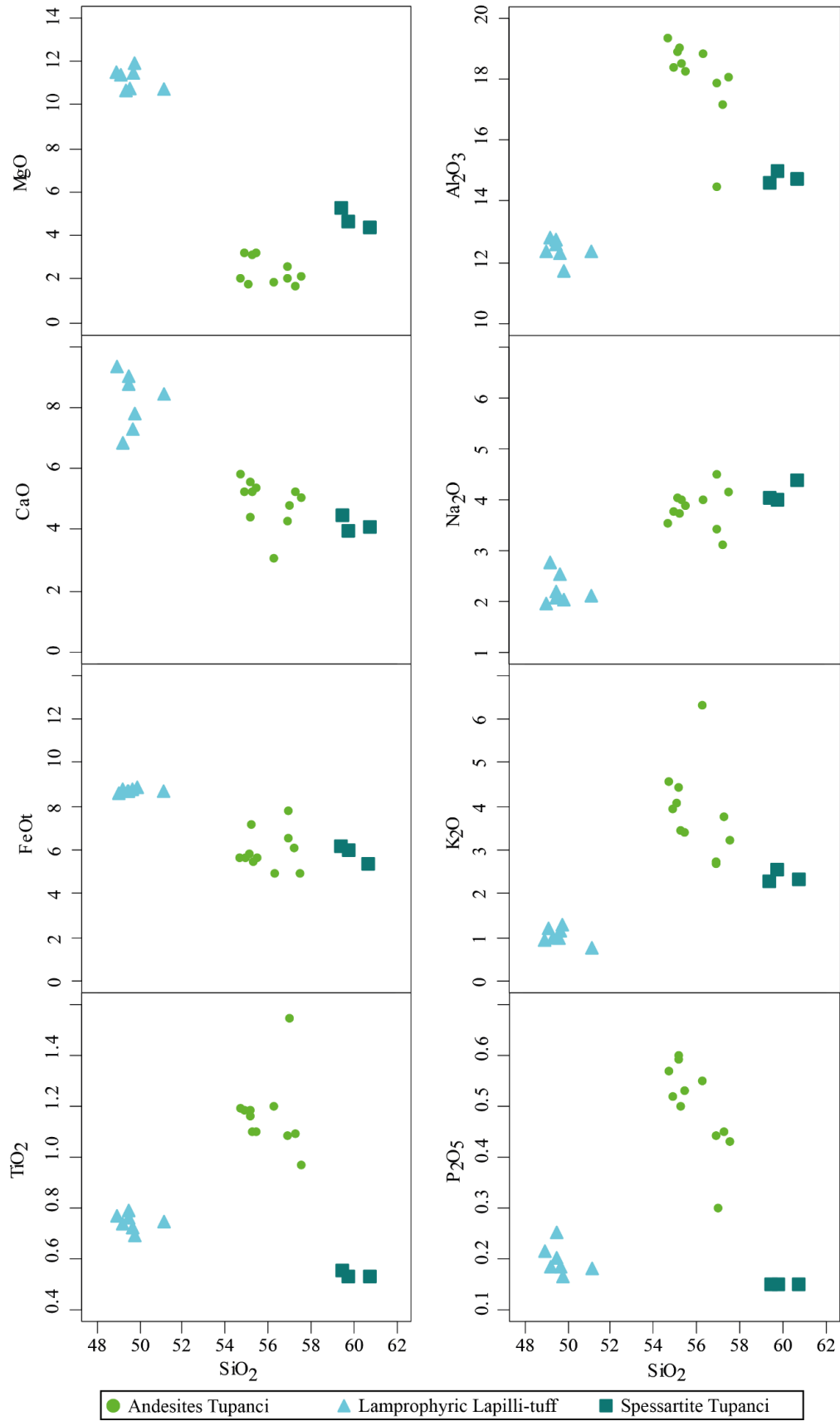


Figure 10 – Harker diagrams, with the variation of major elements in relation to SiO<sub>2</sub>.

When normalized with the chondritic pattern (Nakamura, 1974) (Fig. 11B), moderate values are found ( $\Sigma ETR = 95 - 120$ ) and a pattern characterized by a moderate enrichment of LREE in relation to HREE ( $La_N/Yb_N = 8.7 - 11.8$ ). Along with the absence of anomaly, these features are suggestive of shoshonitic or high-K calc-alkaline magmas. A moderate fractionation is observed in light REEs ( $La_N/Sm_N = 3 - 3.7$ ) and in heavy REEs ( $Eu_N/Yb_N = 2 - 2.8$ ). The REE patterns do not show large variations between the more or less differentiated rocks. The moderate enrichment in HREE relative to chondrite (about 10x) may suggest the absence of garnet in the mantle source (Wilson, 1989).

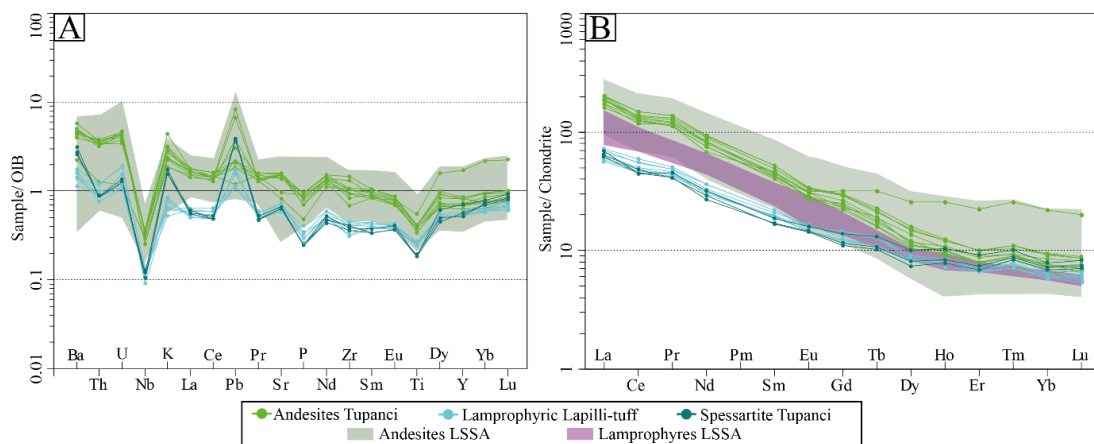


Figure 11 – Multi-element diagrams for rocks from LSSA and Tupanci area: A) Values normalized by the OIB pattern (Sun and McDonough, 1989); B) REEs normalized by the chondritic pattern (Nakamura, 1974). LSSA data obtained by Lima and Nardi (1998).

### 5.3. Mineralization associated with lamprophyres.

SEM analyzes performed on samples of lamprophyric lapilli-tuff, aiming at the characterization of the main opaques present in the rock. Among the main data obtained, the presence of Au and platinum, as well as sulfides, is highlighted. Au and platinum occur as subhedral interstitial grains, between silicate minerals and dimensions varying between 5 and 50 microns (Fig. 12). Au is surrounded by a mixture of other elements such as Cl, S, Zn, in addition to Si, Al, K, and Ca, which must be related to plagioclase. It is also observed the presence of Fe and Mg, associated with Ca, which may be related to amphibole or pyroxene.

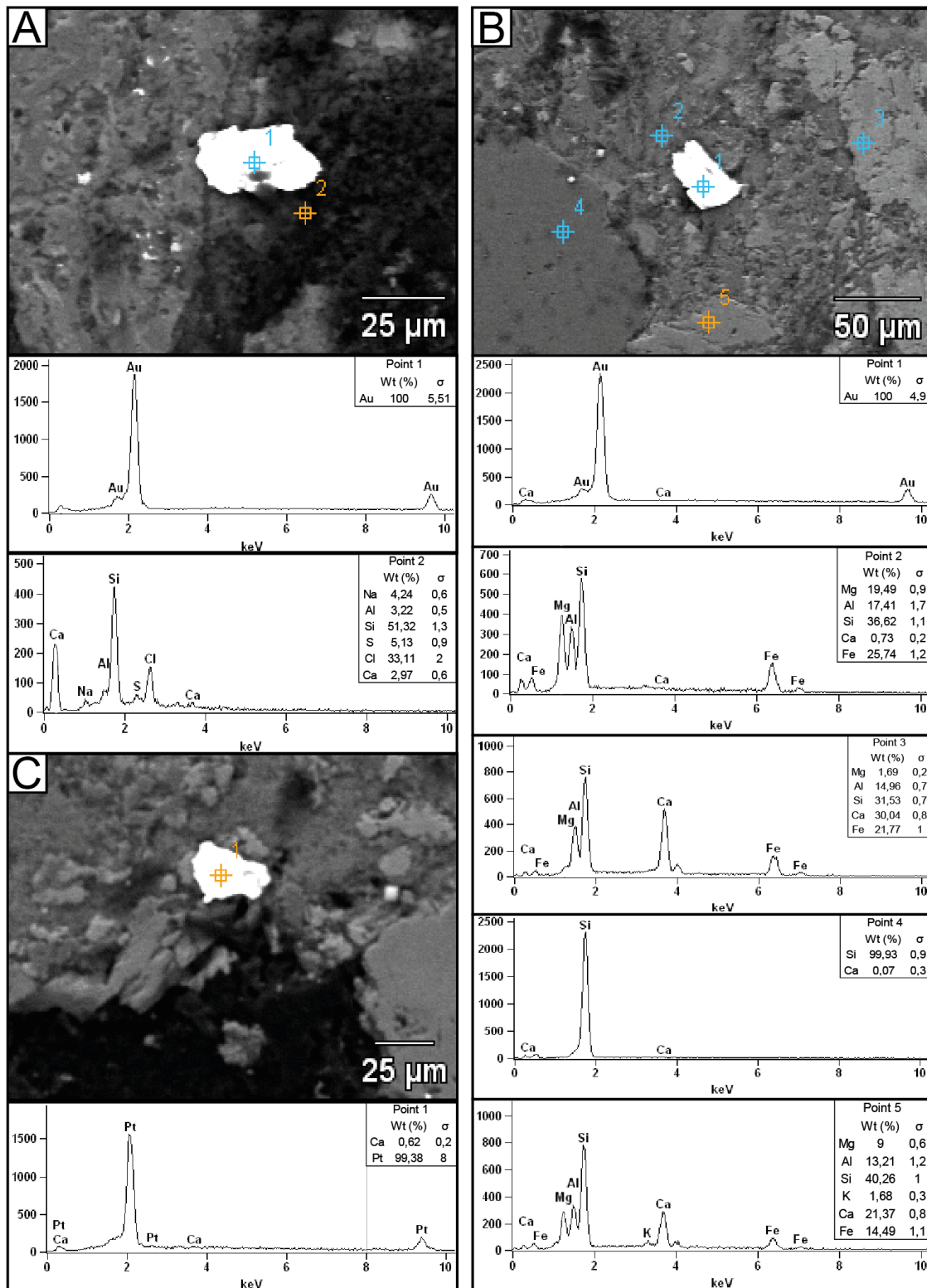


Figure 12 – SEM images showing: A) Au grain wrapped in plagioclase; B) Au grain surrounded by amphibole or pyroxene particles; C) Platinum grain.

It is common to fill interstices, normally disseminated with a holohyaline material, where the presence of Si, K, Al, Ca, Zn, S and Cl is observed, which may be suggesting a transport of these metals by dominantly chlorinated complexes (Fig. 13).

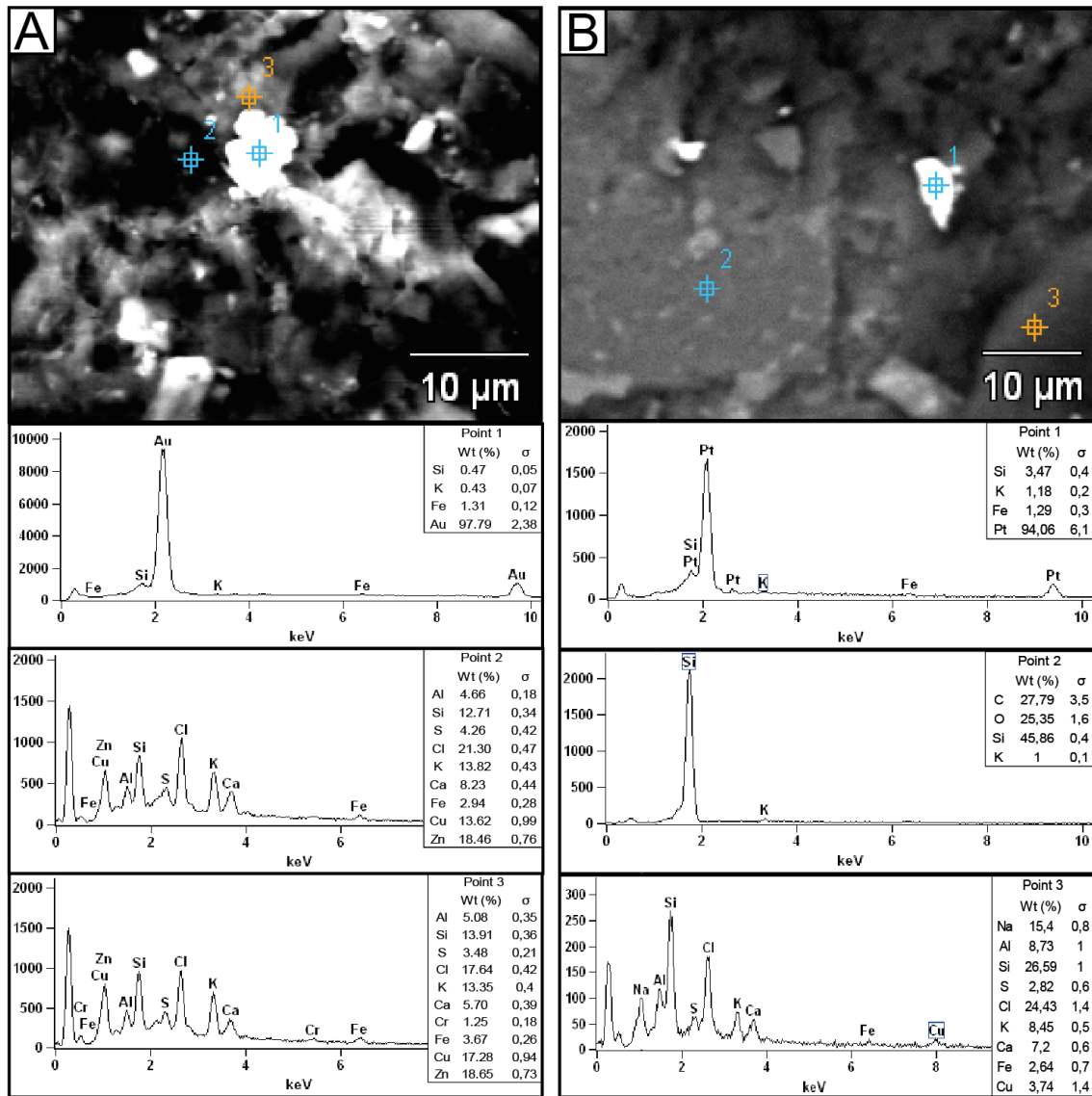


Figure 13 – SEM images highlighting: A) Au grain and B) platinum, surrounded by material composed of Si, K, Al, Ca, Zn, S and Cl.

The sulfide phases are characterized as copper sulfides, probably pyrite, chalcopyrite and calcosite (Fig. 14), with dimensions around 100 microns and normally disseminated in the interstices of the groundmass.

Specific analyzes for the content of Au, Pt and Pd (table 3) were carried out in order to characterize the metallogenic potential of lamprophyres from the Tupanci region. As much as the presence of Au and Pt particles was observed through SEM, the specific analyzes for these elements did not show significant results, with peaks of 2 ppb for Au, 1.9 for Pd and 1.4 for Pt. Despite the low values found in the specific analyzes, the contents obtained are similar to other occurrences of lamprophyres around the world, where important mineralization's are reported, such as the Yilgarn Craton, in Australia



(Choi *et al.*, 2020) and the provinces of Jiaodong (Wang *et al.*, 2022) and Yunann, in China (Gan & Huang, 2017).

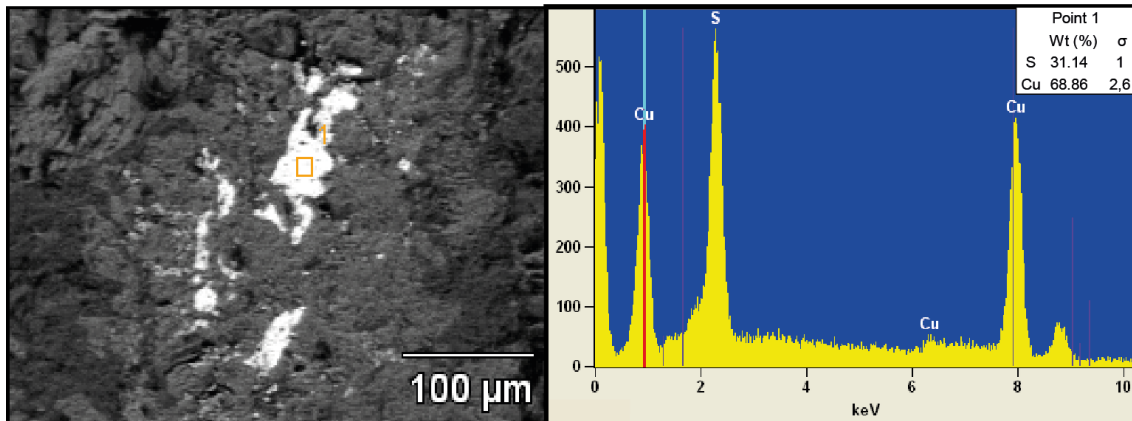


Figure 14 – SEM image highlighting the presence of copper sulphides.

## 6. DISCUSSIONS

### 6.1. Andesitic and lamprophyric volcanism and the relationship with LSSA: faciology, magmatism and tectonic setting

The Tupanci region is characterized as a window of Neoproterozoic rocks, surrounded by Phanerozoic sedimentary ~~deposits linked to~~ the Paraná Basin. The region has the northernmost exposures of rocks linked to the Camaquã Basin, of which andesitic and lamprophyric rocks make up an important segment of this Basin.

The main occurrences of andesitic rocks linked to the Camaquã Basin, defined and grouped by Lima & Nardi (1985) in LSSA, have their volcanic portion represented by the Hilário Formation (Ribeiro & Fantinel, 1978), which has a volcanic-sedimentary character, where effusive rocks **intersperse** with volcanogenic epiclastic deposits. The generation of these volcanoclastic deposits is linked to the final stages of shoshonitic volcanism, in an alluvial regime, according to Paim *et al.* (2000). The sequence still has the presence of lamprophyres as late manifestations of this magmatism, occurring in the form of dykes.

The andesitic volcanism in the Tupanci area presents a strong petrographic similarity when compared to the occurrences of Hilário Formation, outcropping mainly in the region of Lavras do Sul. They are overlaid by volcanoclastic deposits, products of the reworking of andesitic rocks. The lamprophyres, which occur as dykes, cut the andesitic rocks, denoting the temporality of the events involved in agreement with the

rocks from Lavras do Sul region. The singular form of occurrence of the lamprophyric lapilli-tuff is highlighted, portraying the presence of explosive manifestations linked to the lamprophyres of the LSSA.

The geochemical and mineral chemistry data also point out the similarity of these rocks with those belonging to LSSA, demonstrated, especially, through the multielement diagrams. Lima & Nardi (1998) suggest that trachyandesites were generated mainly from the crystallization of shoshonitic basalts, through the fractionation of olivine and clinopyroxene. Similar behavior and agreement in geochemical and mineral chemistry data suggest that the andesitic rocks from the Tupanci area evolved in a similar way.

Crustal contamination is pointed out, in some cases, as being responsible for enrichment in incompatible elements for shoshonitic magmas. However, elements such as Ba (399 to 2003 ppm) and Sr (392 to 1070 ppm) present particularly higher contents than the average of the continental crust (390 ppm and 325 ppm for Ba and Sr respectively) (Rudnick & Fountain, 1995). This suggests that these elements were enriched through subduction processes. Plagioclase is generally an abundant residual phase during crustal melting, so magmas with high Sr contents are not to be expected, particularly at low melting rates, indicated by enrichment in LILEs.

For lamprophyres, it is assumed that they are a product of the late intrusion of mafic-ultramafic magmas, sharing a similar source to shoshonites, in which the more differentiated terms may have experienced crustal assimilation processes in their evolution.

This geochemical relationship observed for the lamprophyres highlights the contrast found in the Tupanci area, in which the lamprophyric lapilli-tuff has more primitive compositions in relation to the other occurrences in the Camaquã Basin, as well as the degree of differentiation of the spessartite outcropping in this region. These aspects can demonstrate the two extremes that involve the possible evolution of the lamprophyric magmatism in the linked to LSSA, both for primary magmas and the crustal contribution to their evolution.

According to Rock (1991), it is expected for primary lamprophyric magmas some characteristics observed through compatible elements ( $\#Mg = 65-80$ ,  $Sc = 15-30$  ppm,  $Cr = 200 - 500$  ppm,  $Co = 25 - 80$  ppm and  $Ni = 90-700$  ppm). These characteristics are met by lamprophyric lapilli-tuff ( $\#Mg \sim 70$ ,  $Sc = 27-29$  ppm,  $Cr = 400-595$  ppm,  $Co = 42-49.9$  ppm and  $Ni = 200-284$  ppm), while spessartite presents lower values of Co (20-22.7 ppm) and Ni (49-58 ppm). This variation can be explained through the fractionation



of olivine and clinopyroxene. However, the presence of crustal xenoliths and inherited zircons found in these rocks may suggest the role of crustal contamination in the evolution of these magmas.

The Lu/Yb ratio can be used as a parameter for the involvement of crustal contamination (Li & Yan, 2021). For mantle-derived magmas, values between 0.14 and 0.15 are expected, while values for continental crust are slightly higher, between 0.16 and 0.18 (Sun & McDonough, 1989). The values found in lamprophyric lapilli-tuff are around 0.15. For spessartite, values are greater than 0.16. This suggests that crustal contamination was active in the formation of the most differentiated lamprophyres found in the Tupanci area.

Through the partition coefficients of Rb, Ba and Sr, it is possible to discriminate the dominant potassium phase at the source of these magmas. Phlogopite has high Kd for Rb and Ba, and low for Sr compared to amphibole. The Rb/K values and the positive correlation of Rb, along with high Ba/Rb and low Rb/Sr values are consistent with a mantle containing dominantly amphibole (Furman & Graham, 1999).

Camaquã Basin magmatism is linked to the post-collisional stage of the Brasiliano/Pan-African orogeny. Muller & Groves (2019), point out a series of diagrams for tectonic discrimination of potassium rocks. Through the  $Zr/Al_2O_3$  and  $TiO_2/Al_2O_3$  ratios, it is possible to differentiate rocks found in oceanic arc, continental arc or post-collisional and intraplate environments. When plotted, the samples fall predominantly on the field of rocks related to continental or post-collisional arcs (Fig. 15A). When using the relationship between Nb, Zr and  $Ce/P_2O_5$ , the andesite samples fall predominantly on the field of post-collisional rocks, which is supposed for this magmatism, while the lamprophyric rocks present characteristics of rocks related to continental arcs (Fig. 15B). The data related to the lamprophyres probably do not represent their tectonic context faithfully, due to their very complex nature, since  $P_2O_5$  contents may have been remobilized by post-magmatic processes, as observed in lamprophyres from the Superior Province and the Yilgarn Craton (Muller & Groves, 2019). The relationship between the contents of Th, Zr, Nb and Hf (Krmíček *et al.*, 2011) indicates orogenic affinity for lamprophyric rocks (Fig. 15C and 15D).

Both andesites and lamprophyres have geochemical characteristics that link them to continental or post-collisional magmatic arc zones, with high K calc-alkaline or shoshonitic signature patterns. These patterns indicate that these magmas shared a similar source, in which the low values of Nb/La ratio for the andesitic and lamprophyric rocks

(<0.5) suggest a derivation of the lithospheric mantle as the main source of magmatism, with no asthenospheric contribution (Smith *et al.*, 1999).

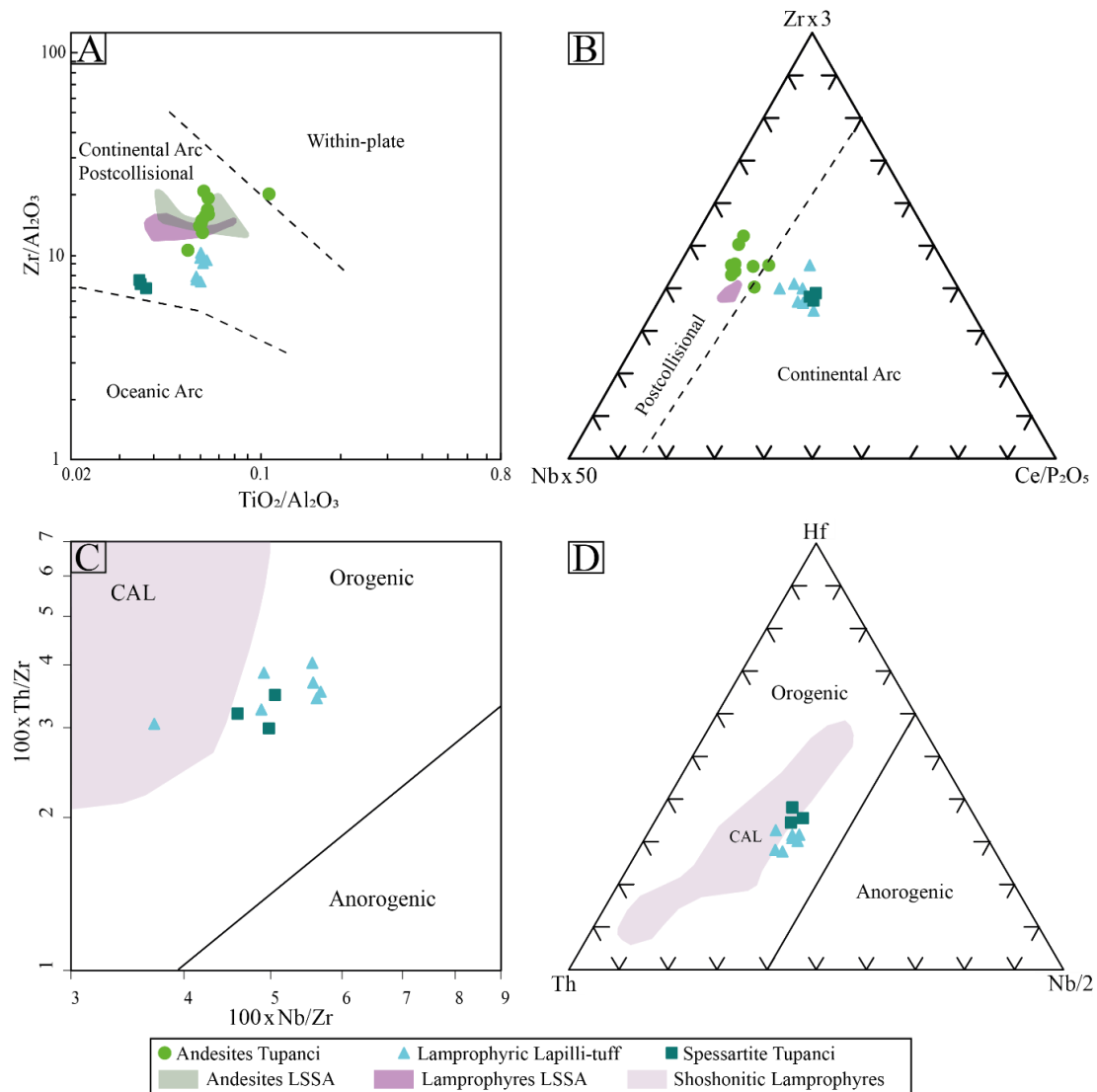


Figure 15 – Tectonic discrimination diagrams for rocks from LSSA and Tupanci area. A)  $Zr/Al_2O_3$  vs  $TiO_2/Al_2O_3$  (Muller and Groves, 2019); B)  $Nb \times 50$  vs  $Zr \times 3$  vs  $Ce/P_2O_5$  (Muller and Groves, 2019); C)  $100 \times Th/Zr$  vs  $100 \times Nb/Zr$  (Krmíček *et al.*, 2011); D)  $Th$  vs  $Hf$  vs  $Nb/2$  (Krmíček *et al.*, 2011). ASLS data obtained by Lima and Nardi (1998). CAL = Calcium-alkaline or shoshonitic lamprophyres (Rock, 1991).

These magmas are generated through small melting rates of a metasomatized mantle from a previous subduction, in which, assuming the model proposed by Foley (1992), these rocks would be the product of a venule mantle, where the origin of the lamprophyric magmas would be more enriched in amphibole.

Isotopic data of the Shoshonitic magmatism of the Hilário Formation indicate  $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$  ratios of approximately 0.7048 (Gastal & Lafon, 1998; Nardi & Lima, 2000).

Sm-Nd analyses, suggest a mixture of neo and paleoproterozoic origins, with Sm-Nd model ages ( $T_{DM}$ ) of 1.34 Ga to 1.38 Ga (Janikian *et al.*, 2012). The values of  $\epsilon Nd_{(i)}$  are between -2 and +3 (Gastal & Lafon, 1998; Janikian *et al.*, 2012). These data are suggestive of origins from a lithospheric mantle of the EMI type, strongly affected by metasomatism from the previous subduction and fusion of oceanic crust of the Brasiliano/Pan-African orogeny (Nardi & Lima, 2000).

## **6.2. Lamprophyres in the Tupanci area and comparison with examples from LSSA and other world occurrences: Effusive and explosive processes x body typology**

Lamprophyres associated with LSSA commonly occur as dykes and sills, with domes rarely observed, characterized by the panidiomorphic texture (Lima *et al.*, 2007). In the Tupanci region, in addition to the spessartite similar to the lamprophyres of the LSSA, the presence of the lamprophyric lapilli-tuff stands out, depicting explosive manifestations linked to the lamprophyres.

Rock (1991) states that most lamprophyres present themselves as subvolcanic bodies, in the form of dykes, sills, plugs, stocks and vents, with a common association with breccias. However, he points out that the occurrence of lavas and pyroclastic manifestations are uncommon. In the literature, publications describing pyroclastic manifestations involving lamprophyric rocks (*e.g.* Satian *et al.*, 2009) are rare, differently from lamproites and kimberlites.

Analogous to lamprophyric lapilli-tuff, we have Kimberley-type pyroclastic kimberlites (Scott Smith *et al.*, 2013; Mitchell, 2021), previously named tuffisitic kimberlites. Due to the economic relevance because of the presence of diamonds, these rocks have been extensively studied with well described examples in Canada, Siberia and South Africa, such as in Kimberley and Venetia (Clement & Reid, 1986; Kurszlaukis & Barnett, 2003).

These rocks are characterized by a fragmented, volcanoclastic nature, as well as a massive character, well mixed with xenoliths, sometimes showing depletion in fine material. The intrusive and eruptive processes that give rise to these rocks are still not well understood, but some hypotheses have been raised to try to explain such features.

The magmatic model considers that the explosive expansion of juvenile volatiles phases breaks up the magma and host rocks, excavating the conduit towards the surface (*e.g.* Scott Smith, 1999; Sparks *et al.*, 2006). In this model, the volatile phase accumulates

in the dome of the intrusion, which erupts into the atmosphere causing a drastic difference in pressure, the implosion of the host rocks and magma fragmentation (Wilson & Head, 2007). In this case, it is expected the presence of vesicles, even if in a subordinate way, close to the transition zone between the root zone and the diatreme as result of the rapid cooling and solidification of the magma due to decompression. The participation of phreatomagmatic activity for this model is not ruled out, but its role would be subordinated.

Kurszlauskis & Lorenz (2008) present an alternative model, with the involvement of phreatomagmatic activity as the main mechanism in the evolution of pipes. These authors propose that the eruption occurs more efficiently (more energetically) at low hydrostatic pressures, generally close to the surface, where magma interacts with pre-existing groundwater. As a result of this interaction, an explosive eruption is generated, creating partially unconsolidated deposits that “deepen” the groundwater. In this way, the magma continues to interact explosively at depth, developing the pipe downwards.

Both models explain fluidization features in the system. The magmatic model shows that the upward flow volatile causes fluidization. While in the phreatomagmatic model, the expansion of superheated water vapor will also result in an upward gas flow, which to some extent can fluidize the system. Thus, the fluidization features of the system, in general, are not diagnostic of the intrusion and eruption process.

The abundance of clinopyroxenes in the lamprophyric lapilli-tuff is another highlight, since for lamprophyric magmas the high volatile activity would favor premature crystallization of the amphibole and destabilization of the clinopyroxene, as well as feldspar suppression. In kimberlites, the development of clinopyroxene next to the groundmass is common and characteristic. Some authors (*e.g.* Clement, 1982) suggest that clinopyroxene results from the dissociation of  $\text{CaCO}_3$  into  $\text{CaO}$  and  $\text{CO}_2$ .  $\text{CO}_2$  leads the fluidization process and pipe formation through the magmatic model, while  $\text{CaO}$  reacts with  $\text{SiO}_2$  and  $\text{MgO}$  to form clinopyroxene. For phreatomagmatic models, the growth of this phase is related to late hydrothermal processes.

The lack of evidence pointing to a phreatomagmatic eruption, indicates that the magmatic model would better explain the mode of emplacement of the lamprophyric lapilli-tuff. The relative stabilization of clinopyroxene, compared to the other occurrences of lamprophyres of LSSA, may be the result of its different form of occurrence analogous to Kimberlitic intrusions, added to greater  $\text{CO}_2$  activity in the volatile phase in relation to

H<sub>2</sub>O. Another factor that may have contributed to the abundance of clinopyroxene is the relative primitivity of the magma.

### ***6.3. Au and Sulfide mineralization and the relationship with lamprophyres***

Lamprophyres have a spatial and temporal relationship with various Au and sulfide deposits, although their role in the development of mineralization is discussed (*e.g.* Wyman & Kerrich, 1989). Examples in which Au mineralization occur associated with high potassium rocks in a post-collisional environment and having a spatial and temporal relationship with lamprophyres are well illustrated in orogenic Au deposits in the Superior Province, Canada (Wyman & Kerrich 1989; Mathieu *et al.*, 2018), associations in eastern Yilgarn Craton, western Australia (Rock *et al.*, 1989; Taylor *et al.*, 1994; Choi *et al.*, 2020; Groves *et al.*, 2018) and Yunnan (*e.g.* Chen *et al.*, 2014; Deng *et al.*, 2015; Gan & Huang 2017) and Jiaodong (Wang *et al.*, 2022) provinces, in China.

According to Richards (2009), porphyry and epithermal mineral deposits in isolated positions of continental arcs and post-collisional environments are enriched in Au when compared to several deposits related to arc zones. This feature may reflect the remelting of small amounts of residual sulfides, left in the deep lithosphere by arc magmatism. Due to its scarcity, this sulfide phase will be enriched in Au and other siderophile elements, in which these small volumes of sulfides will be remelted in a second stage of post-subduction magmatism, releasing the metallic contents to the silicate alkaline magma. Generally, under these circumstances, copper mineralization is associated with intermediate magmas, while Au mineralization is associated with lamprophyric magmas.

The relationship between lamprophyres and mineralization in the gold-bearing district of Lavras do Sul has been discussed by several authors (*e.g.* Nardi & Lima, 1984; Lima *et al.*, 2007; Muller, 2011). Gastal *et al.* (2015) suggest that the Cu and Au mineralization found in the Lavras do Sul region are related to intermediate magmas and late lamprophyric mafic, following the criteria of Richards (2009), thus unlinking the direct role of granites in mineralization. However, the same authors point out that these rocks were exposed to prolonged hydrothermal activity, subject to the superposition of different mineralizing episodes. Lamprophyre crystallization can ultimately generate fluids rich in S and CO<sub>2</sub>, similar to those responsible for the genesis of Au deposits (Rock, 1991), which may suggest a primary relationship to mineralization.

According to Müller (2011), the Au present in latitic dykes in the region of Lavras do Sul may have been transported by lamprophyric magmas, in which a mixing system between these two magmas would have generated ideal conditions for the precipitation of this metal. According to Muller & Groves (1997), the intrusion of lamprophyric magmas into the crust can promote hydrothermal circulation and even generate felsic igneous rocks that are normally associated with Au deposits.

Partial melting of the upper mantle can remove Cu, Au and PGE, in which transport of these elements would be done efficiently through magmas with ultrabasic characteristics and exceptionally deep origin, such as lamprophyres, which have a favorable CO<sub>2</sub> and halogens-rich magmatic composition for the transport of these elements from the mantle to the crust (Rock 1991; Chen *et al.* 2014; Deng *et al.* 2015; Gan & Huang 2017). About PGE, Becker *et al.* (2006) indicates that Pt, Pd and Re exhibit an incompatible behavior through low mantle melting rates.

Normally, alkaline potassium magmas tend to be enriched in halogenic elements, especially chlorine, and in metals complexed by this element (Foley, 1992; Zhang *et al.* 1995). According to some authors (*e.g.* Müller & Groves, 2019), chlorine enrichment, with K<sub>2</sub>O, may have the genesis associated with processes of differentiation of magmas depleted into volatiles. In these cases, the concentration of chlorine is usually associated with the fluid phase in relation to the magma and the silicate phases. One of the consequences could be the generation of a fluid considerably enriched in this element, during the late phase of crystallization, where the system would reach conditions of water supersaturation (Kullerud, 1995). Under these conditions, the transport of Au and/or base metals would be common (Kilinc & Burnham 1972).

Furthermore, the fractionation of these magmas, under sulfur subsaturation conditions, can lead to progressive enrichment of Au and PGE if the melt does not reach sulfur saturation (Taylor *et al.*, 1994). Sulfur saturation can be extended by high fO<sub>2</sub>, until the system reaches saturation in volatiles (Richards, 1995). Thus, the enrichment of Au and PGE observed in several potassic lamprophyres may be a primary feature. However, in many cases, Au peaks are observed in relation to Cu and Pt when the values are normalized by the primitive mantle, suggesting that Au enrichment in shoshonitic lamprophyres would be a secondary feature. The fact that not all lamprophyres are enriched in Au and PGE probably indicates a heterogeneity of mantle metasomatic processes (Taylor *et al.*, 1994).

The presence of free Au, PGE and copper sulfides, identified through SEM images in the Cerro Tupanci region can reinforce the participation of lamprophyres in the mineralization of LSSA, despite the low levels presented in specific analyzes for these elements. The average Au values found in the Cerro Tupanci area and lamprophyres from the Lavras do Sul region (~2 ppb) are comparable with levels reported in lamprophyres associated with important mineralization around the world. Most expressive values of Au are reported for some lamprophyres in the region of Lavras do Sul, with values of up to 273 ppb of Au (Rigo *et al.*, 2010). However, these authors argue that these relatively high concentrations are the product of a secondary enrichment, resulting from the action of mineralizing hydrothermal fluids that affected the dikes after their positioning.

Wang *et al.* (2022) indicate that the Au for the mineralization of the Jiaodong Au province (> 5000t), located in the eastern part of the North China Craton, comes from the metasomatized subcontinental lithospheric mantle, which, although not having an abnormally enriched Au content, (0.5 to 1.5 ppb), is still capable of providing considerable amounts of this metal for large-scale mineralization evidenced by modeling the Au contents present in lamprophyres (1 to 3 ppb). Studies carried out by Choi *et al.* (2020) reached similar conclusions for the occurrences of the Yilgarn Craton, in Australia.

These values are very similar to those reported for lamprophyres related to LSSA (around 1 to 3 ppb). The presence of Au at the source of this magmatism, even without anomalous enrichment, as evidenced by lamprophyres, together with the presence of metasomatic components (S, Cl, H<sub>2</sub>O) and translithospheric fault systems, can supply all the Au needed for mineralization in large scale.

It is not yet clear what role lamprophyres play in Au mineralization, but the high temperature, origin and composition of these magmas make them excellent mechanisms for transporting precious metals from the mantle to the crust, in which precipitation and enrichment mechanisms depended on the participation of secondary processes. The spatial and temporal relationship does not necessarily indicate the participation of lamprophyres in the mineralization of Au, PGE and sulfides, but it may indicate the conditions of origin of these metals, since they probably share a similar source.

## 7. FINAL CONSIDERATIONS

The Neoproterozoic magmatism related to the Camaquã Basin, characterized by volcanic cycles with the presence of subvolcanic and chronocorrelate plutonic bodies, represents part of the evolution of a typically post-collisional sequence (Bonin, 2004) related to the final stages of the Brasiliano/Pan-African orogeny. The presence of strike-slip tectonics in this period acted in the formation of strike-slip basins, generating accommodation space for the formation of volcanosedimentary deposits, like the Camaquã Basin.

The Hilário Formation represents the first volcanic cycle associated with the Camaquã Basin, in which the presence of effusive magmas interspersed with explosive episodes of predominantly intermediate composition is described, with the presence of volcanogenic deposits linked to the final stages of this volcanism. The sequence also has the intrusion of lamprophyric bodies, representing late manifestations of this magmatism. These rocks were defined and grouped by Lima & Nardi (1985) in the Lavras do Sul Shoshonitic Association, which is composed of a wide range of genetically associated plutonic, hypabyssal and volcanic rocks, configuring one of the most complete Neoproterozoic Shoshonitic associations in southern Brazil.

In the Tupanci area, andesites occur effusively and associated with volcanoclastic deposits, which are a product of the reworking of volcanic rocks. Lamprophyres present spessartitic nature and occur intrusively in the metamorphic basement as coherent dykes and as explosive manifestations over the basement volcanic rocks. Geochemical aspects, such as enrichment in LILE and LREE, low contents of Ti and Nb, allied to the absence of expressive Eu anomaly, indicate nature high K calc-alkaline or shoshonitic for these magmas. The presence of negative Nb anomalies, in relation to LREE, added to positive Pb anomalies, point to metasomatized sources related to subduction processes, as well as the HFSE contents, which present characteristics of post-collisional continental margin or intraplate shoshonitic rocks. The mineral chemistry data are consistent with the LSSA andesitic and lamprophyric rocks, presenting expected compositions for the proposed magmatism for these rocks. The distinct form of occurrence observed for the lamprophyric lapilli-tuff indicates the presence of explosive manifestations for these magmas, in which the characteristics suggest volatiles saturation in the system, probably CO<sub>2</sub> enriched in relation to H<sub>2</sub>O.



The presence of andesites and lamprophyres in the Cerro Tupanci area is indicated as part of the LSSA, in which these rocks would represent the northernmost exposures related to this magmatism (*e.g.* Nardi & Lima, 2000). The data presented in this work, such as field relationships, petrographic, geochemical and mineral chemistry aspects, contribute and reinforce the link between these rocks and the related members of LSSA. The acquisition of isotopic and chronological data can be useful to confirm this relationship and expand the petrogenetic understanding of these rocks.

Once this relationship is reinforced, the metallogenic importance of lamprophyres for the mineralization of the auriferous district of Lavras do Sul is evidenced by the presence of Au, Pt and sulfides in their groundmass. Although they do not have high concentrations of these elements, these magmas may have acted as a transport mechanism for these metals, feeding mineralizing systems that were able to enrich these elements, mainly Au. Investigations about the occurrences of Au around the Tupanci area (*e.g.* Distrito Aurífero Bossoroca) can be carried out in order to measure the contribution of lamprophyres in the genesis of these deposits.

## **Acknowledgments**

This work was funded by the National Council for Scientific and Technological Development - Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) under grants 309031/2021-4 and 406925/2018-6; Rio Grande do Sul Research Foundation - Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS) under grants 21/2551-0002036-9. The authors acknowledge the collaboration and laboratory support from the Instituto de Geociências/UFRGS.

## **Referencics**

Almeida, D. P. M., Chemale Jr., F. & Machado, A. 2012. Late to post-orogenic Brasiliano-Pan-African volcano-sedimentary basins in the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. In: Ismail Al-Juboury, A. (Ed.). *Petrology - New Perspectives and Applications*, Rijeka, In- Tech e Open Access Publisher, 2012, p. 73- 130.

Almeida, F. F. M., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B., & Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29.

Almeida, R. P., Janikian, L., Frago-Cesar, A. R. S. & Fambrini, G. L. 2010. The Ediacaran to Cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic implications.

Journal of Geology, 118: 145-161. Baesso, A. (2018). Geofísica e química mineral de um lamprófiro espessartítico da região do Tupanci, Vila Nova do Sul, RS.

Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R. & Silva, L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24: 439-442.

Baesso, A., Sommer, C. A., Savian, J. F., Gambeta, J. H., & Aquino, R. D. S. (2022). Geophysical characterization and modeling of a Neoproterozoic intrusive volcanoclastic lamprophyre in southernmost Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 52.

Baker, M. B., Hirschmann, M. M., Ghiorso, M. S., & Stolper, E. M. (1995). Compositions of near-solidus peridotite melts from experiments and thermodynamic calculations. *Nature*, 375(6529), 308-311.

Barrios, M. F. S. (2015). Geologia e petrografia das rochas Andesíticas da região do Centro Tupanci, Vila Nova do Sul, RS.

Becker, H., Horan, M. F., Walker, R. J., Gao, S., Lorand, J. P., & Rudnick, R. L. (2006). Highly siderophile element composition of the Earth's primitive upper mantle: constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(17), 4528-4550.

Bongiolo, E. M. (2006). Integração de dados mineralógicos, isótopos estáveis (O, H) e porosidade de rochas (<sup>14</sup>C-PMMA) no reconhecimento da evolução da alteração no sistema hidrotermal de Lavras do Sul/RS, Brasil.

Bonin, B. (2004). Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 78(1-2), 1-24.

Buckowski, N. (2011). Caracterização dos Lamprófiros espessartíticos da região de Vila Nova do Sul, RS.

Chen, Y., Yao, S., & Pan, Y. (2014). Geochemistry of lamprophyres at the Daping gold deposit, Yunnan Province, China: Constraints on the timing of gold mineralization and evidence for mantle convection in the eastern Tibetan Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 93, 129-145.

Choi, E., Fiorentini, M. L., Giuliani, A., Foley, S. F., Maas, R., & Taylor, W. R. (2020). Subduction-related petrogenesis of Late Archean calc-alkaline lamprophyres in the Yilgarn Craton (Western Australia). *Precambrian Research*, 338, 105550.

Choi, E., Fiorentini, M. L., Hughes, H. S., & Giuliani, A. (2020). Platinum-group element and Au geochemistry of Late Archean to Proterozoic calc-alkaline and alkaline magmas in the Yilgarn Craton, Western Australia. *Lithos*, 374, 105716.

Clement, C. R. (1982). A comparative geological study of some major kimberlite pipes in the Northern Cape and Orange Free State.

Clement, C. R., & Reid, A. M. (1986). The origin of kimberlite pipes: an interpretation based on a synthesis of geological features displayed by southern African occurrences. In *International Kimberlite Conference: Extended Abstracts* (Vol. 4, pp. 167-169).

Davis, J., & Hawkesworth, C. J. (1994). Early calc-alkaline magmatism in the Mogollon-Data Volcanic Field, New Mexico, USA. *Journal of the Geological Society*, 151(5), 825-843.

Deng, J., Wang, Q., Li, G., & Zhao, Y. (2015). Structural control and genesis of the Oligocene Zhenyuan orogenic gold deposit, SW China. *Ore Geology Reviews*, 65, 42-54.

Foley, S. (1992). Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*, 28(3-6), 435-453.

Furman, T., & Graham, D. (1999). Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. In *Developments in Geotectonics* (Vol. 24, pp. 237-262). Elsevier.

Gan, T., & Huang, Z. (2017). Platinum-group element and Re-Os geochemistry of lamprophyres in the Zhenyuan gold deposit, Yunnan Province, China: implications for petrogenesis and mantle evolution. *Lithos*, 282, 228-239.

Gastal, M. D. C. P., & Lafon, J. M. (1998). Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do escudo sul-rio-grandense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. *Brazilian Journal of Geology*, 28(1), 11-28.

Gastal, M. D. C., Ferreira, F. J. F., Cunha, J. U. D., Esmeris, C., Koester, E., Raposo, M. I. B., & Rossetti, M. D. M. (2015). Alojamento do granito Lavras e a mineralização aurífera durante evolução de centro Vulcano-plutônico pós-colisional, oeste do Escudo Sul-riograndense: dados geofísicos e estruturais. *Brazilian Journal of Geology*, 45, 217-241.

Hartmann, L. A. & Nardi, L. V. S. 1982. Os granitos Santo Afonso, Saibro e Vauthier da região do Arroio Santa Maria Chico, Dom Pedrito, RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, 6: 153-178.

Hartmann, L.A., Chemale Jr., F. & Philipp, R.P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (eds.). 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 97- 123.

- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S. & Mcnaughton, N.J. 2011. Time frame of 753-680Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, 19: 84-99.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., & Mitchell, S. F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of petrology*, 48(12), 2341-2357.
- Issler, R. S., & Roisenberg, A. (1972). Lamprófiro das Proximidades do Cerro Tupanci, Quadrícula de Arroio São Sepé, São Sepé, Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, 1(1), 43-50.
- Jakeš, P., & WHITE, A. R. (1972). Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geological Society of America Bulletin*, 83(1), 29-40.
- Janikian, L., Almeida, R. P., Fragoso-Cesar, A. R. S., Corrêa, C. R. A. & Pelosi, A. P. M. R. 2005. Evolução paleoambiental e sequências deposicionais do Grupo Bom Jardim e Formação Acampamento Velho (Supergrupo Camaquã) na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental. *Revista Brasileira de Geociências*, 35: 245-256.
- Janikian, L., Almeida, R. P., Fragoso-Cesar, A.R. S., Martins, V. T. S., Dantas, E. L., Tohver, E., McReath, I. & D'Agrella-Filho, M. S. 2012. Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 21: 466-482.
- Janoušek, V., Farrow, C. M., & Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259.
- Junqueira-Brod, T. C. (2003). Vulcanologia das rochas kamafugíticas da província alcalina de Goiás. Brasília, 439f. Tese de Doutorado, Instituto de Geociência, Universidade de Brasília.
- Kelemen, P. B., Shimizu, N., & Dunn, T. (1993). Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 120(3-4), 111-134.
- Kilinc, I. A., & Burnham, C. W. (1972). Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars. *Economic geology*, 67(2), 231-235.
- Krmíček, L., Cempírek, J., Havlín, A., Přichystal, A., Houzar, S., Krmíčková, M., & Gadas, P. (2011). Mineralogy and petrogenesis of a Ba–Ti–Zr-rich peralkaline dyke from Šebkovice (Czech Republic): recognition of the most lamproitic Variscan intrusion. *Lithos*, 121(1-4), 74-86.

Koester, E., Bertotti, A. L., Porcher, C. C., Lenz, C., Vieira, D. T., Barbosa, L. D. O., ... & Pinto, V. M. (2021). A evolução crustal do Escudo Sul-Rio-Grandense sob a perspectiva dos sistemas isotópicos Sr-Nd. Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2021. p. 13-27.

Kullerud, K. (1995). Chlorine, titanium and barium-rich biotites: factors controlling biotite composition and the implications for garnet-biotite geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120(1), 42-59.

Kurszlaukis, S., & Barnett, W. P. (2003). Volcanological and Structural Aspects of the Venetia Kimberlite Cluster—a case study of South African kimberlite maar-diatreme volcanoes. *South African Journal of Geology*, 106(2-3), 165-192.

Kurszlaukis, S., & Lorenz, V. (2008). Formation of “Tuffisitic Kimberlites” by phreatomagmatic processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 174(1-3), 68-80.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., ... & Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical magazine*, 61(405), 295-310.

Le Bas, M., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., & IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.

Leitze, F. P., Sommer, C. A., Lima, E. F., & Matté, V. (2015). O vulcanismo alta-sílica da região do Tupanci, NW do Escudo Sul-Rio-Grandense: faciologia, petrografia e litoquímica. *Pesquisas em Geociências*, 42(1), 5-24.

Le Maitre, R. W. 2002. Igneous rocks: a classification and glossary of terms. In: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks. Cambridge, Cambridge University Press, 252p.

Li, C., & Yan, J. (2021). Geochemical, mineralogy, and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the gold-related lamprophyre in the Bengbu–Wuhe Area, southeastern North China Craton: Implications for gold mineralization. *Ore Geology Reviews*, 132, 104050.

Lima, E. F., & Nardi, L. V. S. (1998). Química mineral das rochas vulcânicas e lamprófiros espessartíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul-RS. *Brazilian Journal of Geology*, 28(2), 113-124.

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

- Lima, E. F., Nardi, L. V. S., & Sommer, C. A. (2007). Lamprófiros espessartíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul-RS: litoquímica e química mineral. *Iannuzzi, R. & Frantz, JC (Eds)*, 50, 43-58.
- Lima, E. F., Sommer, C. A., & Nardi, L. V. S. (2007). O vulcanismo neoproterozóico-ordoviciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. *Iannuzzi R. & Frantz JC (eds.)*, 50, 79-95.
- Mathieu, L., Bouchard, É., Guay, F., Liénard, A., Pilote, P., & Goutier, J. (2018). Criteria for the recognition of Archean calc-alkaline lamprophyres: examples from the Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 55(2), 188-205.
- Matté, V., Sommer, C. A., de Lima, E. F., Philipp, R. P., & Basei, M. A. S. (2016). Post-collisional Ediacaran volcanism in oriental Ramada Plateau, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 201-222.
- Matté, V., Sommer, C. A., & Lima, E. F. D. (2021). O vulcanismo ediacarano-cambriano da Bacia do Camaquã. *Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina*. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2021. p. 129-147.
- Menegotto, E., Medeiros, E. R., & Congresso Brasileiro de Geologia. (1976). Contribuição ao estudo das rochas ígneas ácidas da região da Serra Tupanci, RS. In Congresso Brasileiro de Geologia (Vol. 29, pp. 427-432).
- Mitchell, R. H. (2021). Potassic alkaline rocks: leucitites, lamproites, and kimberlites.
- Müller, I. F. (2011). Os diques latíticos portadores de ouro e sulfetos de associação shoshonítica de Lavras do Sul-RS: petrogênese e geoquímica.
- Muller, D., & Groves, D. (2019). *Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization*. Springer.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*, 38(5), 757-775.
- Nardi, L. S., & Lima, E. D. (1985). A associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(2), 139-146.
- Nardi, L. V. S., & Lima, E. F. (2000). O magmatismo Shoshonítico e Alcalino da Bacia do Camaquã-RS. *Geologia e Estratigrafia do Rio Grande do Sul*. Editora Gráfica da UFRGS, Porto Alegre, RS Brasil, 119-131.
- Paim, P. S. G., Chemale Jr, F., & Lopes, R. D. C. (2000). A bacia do Camaquã. *Geologia do Rio Grande do Sul*, 231-274.
- Paim, P. S. G., Junior, F. C., & Wildner, W. (2014). Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, 36(3), 183-193.

- Pandey, A., Rao, N. C., Pandit, D., Pankaj, P., Pandey, R., Sahoo, S., & Kumar, A. (2017). Subduction–Tectonics in the evolution of the eastern Dharwar craton, southern India: Insights from the post-collisional calc-alkaline lamprophyres at the western margin of the Cuddapah basin. *Precambrian Research*, 298, 235-251.
- Pandey, A., Rao, N. C., Chakrabarti, R., Pandit, D., Pankaj, P., Kumar, A., & Sahoo, S. (2017). Petrogenesis of a Mesoproterozoic shoshonitic lamprophyre dyke from the Wajrakarur kimberlite field, eastern Dharwar craton, southern India: Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence for a modified sub-continental lithospheric mantle source. *Lithos*, 292, 218-233.
- Pandey, A., Rao, N. C., Chakrabarti, R., Pankaj, P., Pandit, D., Pandey, R., & Sahoo, S. (2018). Post-collisional calc-alkaline lamprophyres from the Kadiri greenstone belt: Evidence for the Neoproterozoic convergence-related evolution of the Eastern Dharwar Craton and its schist belts. *Lithos*, 320, 105-117.
- Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins.
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M., & Basei, M. A. S. (2018). The tectonic evolution of the São Gabriel terrane, Dom Feliciano belt, southern Brazil: the closure of the Charrua ocean. In *Geology of Southwest Gondwana* (pp. 243-265). Springer, Cham.
- Philipp, R. P., & Basei, M. A. S. (2021). O magmatismo toniano do terreno São Gabriel e a evolução do cinturão Dom Feliciano. Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2021. p. 43-59.
- Remus, M. D. V., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J. & Fletcher, I. R. 1999. Shrimp U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In: Simpósio Sobre Vulcanismo E Ambientes Associados, 1. Boletim de Resumos. p. 83.
- Ribeiro, M. & Fantinel, L.M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Série Geológica*, 5: 19-54.
- Richards, J. P. (1995). Alkalic-type gold deposits: A review. *Magma, Fluids and Ore Deposits, Mineral. Assoc. Canada, Short Course*, 23, 367-400.
- Richards, J. P. (2009). Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37(3), 247-250.
- Richard, L. R. (1995). MinPet: Mineralogical and petrological data processing system, version 2.02. *MinPet Geological Software, Québec, Canada*.
- 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.

Rock, N. M. (1987). The nature and origin of lamprophyres: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 30(1), 191-226.

Rock, N. M. S. (1991). Nature, origin and evolution of lamprophyre melts. In *Lamprophyres* (pp. 125-149). Springer, Boston, MA.

Rudnick, R. L., Gao, S., Holland, H. D., & Turekian, K. K. (2003). Composition of the continental crust. *The crust*, 3, 1-64.

Rudnick, R. L., & Fountain, D. M. (1995). Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of geophysics*, 33(3), 267-309.

Satian, M. A., Sahakyan, L. H., & Stepanyan, Z. O. (2009). Composition of tuffs from lamprophyre diatremes of the Vedi Rift, Armenia. *Lithology and Mineral Resources*, 44(4), 399-409.

Santos, R.V., Souza, P.A., Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L., Pimentel, M., Oliveira, C.G. & Araújo, L.M. 2006. SHRIMP U-Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research*, 9: 456-463.

Scott Smith, B. S. (1999). Near-surface emplacement of kimberlites by magmatic processes. *Northern Arizona University–Comission on Explosive Volcanism. Disponível na internet via WWW. URL: <http://host.uniroma3.it/progetti/cev/Web%20CEV%20folder/99-01/999news.html>. Università degli studi Roma Tre. p, 3-10.*

Scott Smith, B. H., Nowicki, T. E., Russell, J. K., Webb, K. J., Mitchell, R. H., Hetman, C. M., ... & Robey, J. A. (2013). Kimberlite terminology and classification. In *Proceedings of 10th international kimberlite conference* (pp. 1-17). Springer, New Delhi.

Smith, E. I., Sanchez, A., Walker, J. D., & Wang, K. (1999). Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: implications for small-and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle. *The Journal of geology*, 107(4), 433-448.

Soder, C. G., & Romer, R. L. (2018). Post-collisional potassic–ultrapotassic magmatism of the Variscan Orogen: implications for mantle metasomatism during continental subduction. *Journal of Petrology*, 59(6), 1007-1034.

Soliani Jr. E., Koester E., Fernandes L.A.D. 2000. A geologia isotópica do Escudo Sul-río-grandense – Parte I: métodos isotópicos e valor interpretativo. In: Holz M. & De Ros L.F. (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, p. 175-230.

Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Figueiredo, A. M. G. & Pierosan, R. 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada



Plateau, Southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3): 237-254.

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: 573-589.

Sommer, C. A., Leitzke, F. P., Lima, E. F., Barreto, C. J. S., Lafon, J. M., Matté, V., Philipp, R. P., Conceição, R. V. & Basei, M. A. S. 2017. Zircon U-Pb geochronology, Sm-Nd and Pb-Pb isotope systematics of Ediacaran post-collisional high-silica Acampamento Velho volcanism at the Tupanci area, NW of the Sul-Rio-Grandense Shield, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 47: 545-560.

Sparks, R. S. J., Baker, L., Brown, R. J., Field, M., Schumacher, J., Stripp, G., & Walters, A. (2006). Dynamical constraints on kimberlite volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155(1-2), 18-48.

Sun, C. M., & Bertrand, J. (1991). Geochemistry of clinopyroxenes in plutonic and volcanic sequences from the Yanbian Proterozoic ophiolites (Sichuan Province, China): petrogenetic and geotectonic implications. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 71(2), 243-259.

Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.

Taylor, W. R., Rock, N. M., 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(2), 197-222.

Wang, X., Wang, Z., Cheng, H., Zong, K., Wang, C. Y., Ma, L., ... & Hu, Z. (2022). Gold endowment of the metasomatized lithospheric mantle for giant gold deposits: Insights from lamprophyre dykes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 316, 21-40.

Wilson, M. (Ed.). (1989). *Igneous petrogenesis*. Dordrecht: Springer Netherlands.

Wilson, L., & Head Iii, J. W. (2007). An integrated model of kimberlite ascent and eruption. *Nature*, 447(7140), 53-57.

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.

Wyman, D., & Kerrich, R. (1989). Archean shoshonitic lamprophyres associated with Superior Province gold deposits: distribution, tectonic setting, noble metal abundances, and significance for gold mineralization.

Zhang, M., Suddaby, P., Thompson, R. N., Thirlwall, M. F., & Menzies, M. A. (1995). Potassic volcanic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis. *Journal of Petrology*, 36(5), 1275-1303.

## 8 Anexos

Sample	Lamprophyric lapilli-tuff			
	CT15E C6A PX5	CT15E C6B PX5	CT15E C9 PX3	CT15E C1 PX 2
SiO <sub>2</sub>	51.729	52.414	52.165	39.063
TiO <sub>2</sub>	0.356	0.423	0.165	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.298	2.814	2.013	22.124
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.078	0.199	-	0.009
FeO	6.498	6.43	10.455	25.722
MnO	0.17	0.11	0.238	1.218
MgO	14.86	15.682	12.329	7.016
CaO	22.293	22.219	22.205	5.328
Na <sub>2</sub> O	0.36	0.312	0.558	-
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.078	0.06	0.048	0.008
NiO	0.044	-	-	0.059
<b>Total</b>	<b>100.764</b>	<b>100.663</b>	<b>100.176</b>	<b>100.547</b>

Table 1 – Representative chemical compositions for pyroxenes found in lamprophyres from the Tupanci area.

Sample	Lamprophyric lapilli-tuff			Spessartite		
	CT15E C2 ANF 2	CT15E C6B ANFMATRIZ 6	CT15E C8A ANF 1	LAMP6 D C3 ANF 6	LAMP6 D C4 ANFMATRIZ 9	LAMP6 D C3 ANF 1
SiO <sub>2</sub>	44.022	43.183	42.736	42.405	41.074	44.813
TiO <sub>2</sub>	1.283	1.694	1.765	1.332	1.566	1.389
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.724	12.237	14.18	14.062	14.786	11.556
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.181	0.066	0.131	0.018	0.009	0.069
FeO	8.683	12.026	10.82	14.735	16.49	13.292
MnO	0.135	0.139	0.156	0.208	0.278	0.194
MgO	16.552	14.532	14.545	10.839	10.091	12.96
CaO	11.57	11.845	11.435	11.473	10.881	11.122
Na <sub>2</sub> O	2.483	2.386	2.327	2.162	2.407	2.052
K <sub>2</sub> O	1.086	0.763	0.695	0.684	0.784	0.432
BaO	0.246	0.067	-	-	0.015	0.029
F	-	-	-	-	-	0.022
Cl	0.017	0.001	0.006	-	0.014	0.014
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.086	0.098	0.121	0.061	0.035	0.08
SrO	-	0.037	0.191	0.056	-	-
<b>Total</b>	<b>99.068</b>	<b>99.074</b>	<b>99.108</b>	<b>98.035</b>	<b>98.43</b>	<b>98.024</b>

Table 2 – Representative chemical compositions for amphiboles found in lamprophyres from the Tupanci area.

Sample	Lamprophyric lapilli-tuff					Spessartite
	CT-15A	CT-15E	TP-1	TP-2	TP-3	LAMP-6B
Au (ppb)	-	2	1	-	-	-
Pd (ppb)	1.3	1.9	1.6	1.5	1.7	-
Pt (ppb)	1.4	1.3	1.4	0.7	0.9	0.5

Table 3 – Specific chemical analyzes for Au, Pd and Pt, in lamprophyres from the Tupanci area.

Sample	Andesite										
	CT 14A	CT 29	CT 39A	CT 09A	CT 09B	CT 09E	CT 107A	CT 111A	CT 16A	CT 81B	TP 02B
SiO <sub>2</sub>	57.54	57.26	56.96	55.29	55.46	54.91	55.18	56.94	54.7	55.14	56.28
TiO <sub>2</sub>	0.971	1.09	1.547	1.1	1.1	1.18	1.16	1.08	1.19	1.18	1.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.05	17.16	14.48	18.53	18.26	18.41	19,00	17.84	19.34	18.91	18.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	5.47	6.77	8.71	6.12	6.28	6.23	8,00	7.25	6.29	6.47	5.47
MnO	0.08	0.09	0.141	0.09	0.09	0.1	0.12	0.1	0.08	0.1	0.07
MgO	2.09	1.66	2.62	3.16	3.21	3.21	1.32	2,00	2,00	1.81	1.82
CaO	5.05	5.22	4.81	5.24	5.36	5.27	4.38	4.28	5.85	5.58	3.04
Na <sub>2</sub> O	4.16	3.09	3.41	4.01	3.88	3.75	3.74	4.49	3.52	4.05	4.01
K <sub>2</sub> O	3.23	3.78	2.74	3.46	3.4	3.96	4.44	2.7	4.57	4.09	6.34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.43	0.45	0.3	0.5	0.53	0.52	0.6	0.44	0.57	0.59	0.55
LOI	2.19	1.66	3.68	2,0	2,0	2,0	1.6	2.5	1.4	1.6	1.9
Total	99.26	98.23	99.4	99.54	99.54	99.53	99.56	99.59	99.52	99.54	99.54
Ga	26	26	20	23.4	20.5	20.3	21.8	21.8	21.5	21.1	16.1
Rb	92	108	70	92.7	81.9	100.4	107.4	59.9	110.7	115.9	231,0
Sr	1055	1070	539	997.3	995.3	1030.8	905,0	967.4	1043,0	1019.3	635.2
Y	20	28	50	18.1	19.6	19.6	23.3	21.2	24.2	25,0	23.7
Zr	193	290	295	261.4	266.1	294.7	282.6	233.5	404.9	298.9	365.2
Nb	12	16	14	15.6	16.6	16.6	16.3	12.2	17.6	16.8	17.4
Ba	1591	2000	784	1505	1656	1602	1739	1397	1730	1733	2003
La	57.2	-	53.2	62.2	61.1	62.5	61.4	56.4	66.1	66.9	66,0
Ce	111	-	107	108.8	114.8	113.9	118.2	102.7	129,0	129.2	117.6
Pr	12.7	-	12.7	12.63	13.14	13.55	14.79	12.94	15.39	15.29	14.29
Nd	47.6	-	42.7	47.4	50.6	52.6	56.6	52.4	58.2	59.1	52.5
Sm	8.4	-	9.4	8.18	8.8	8.52	9.93	9.15	10.61	10.52	9.02
Eu	2.38	-	2.41	2.08	2.14	2.2	2.52	2.11	2.57	2.62	2.38
Gd	6.4	-	8.8	6.1	6.34	6.68	8.04	6.86	8.18	8.28	7.29
Tb	0.9	-	1.5	0.75	0.76	0.81	0.98	0.84	1.01	1.07	0.89
Dy	3.8	-	8.8	3.6	3.76	4.11	5.19	4.01	5.05	5.49	4.67
Ho	0.7	-	1.8	0.63	0.69	0.66	0.85	0.76	0.84	0.87	0.74
Er	1.8	-	5	1.75	1.77	1.78	2.26	2.03	2.27	2.22	1.97
Tm	0.27	-	0.77	0.22	0.26	0.27	0.31	0.28	0.33	0.33	0.28
Yb	1.7	-	4.8	1.4	1.66	1.61	2.03	1.86	2.07	2.01	1.6
Lu	0.22	-	0.68	0.23	0.24	0.26	0.29	0.28	0.3	0.29	0.26
Hf	5.4	-	7.8	6.4	6.5	7.5	6.8	5.9	9.6	7.9	8.8
Ta	0.7	-	1	0.8	0.9	1.1	0.9	0.6	0.9	1,0	0.9
Th	12.8	-	5.1	15.2	14.3	14.7	13.5	13.5	13.6	13.4	14.6
U	4.5	-	1.2	4.7	4.3	4.3	4.2	4.8	3.5	3.8	4.5

Sample	Lamprophyric lapilli-tuff							Spessartite		
	TP 1	TP 2	TP 3	CT 15	CT 15F	CT 15A	CT 15E	Lamp 6B	Lamp 6D	Lamp 6F
SiO <sub>2</sub>	49.8	49.19	49.67	51.13	48.97	49.49	49.47	59.77	59.43	60.72
TiO <sub>2</sub>	0.7	0.73	0.71	0.744	0.771	0.75	0.78	0.53	0.55	0.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.72	12.76	12.27	12.36	12.34	12.54	12.72	14.99	14.58	14.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	9.76	9.75	9.72	9.71	9.52	9.67	9.64	6.72	6.82	6.38
MnO	0.16	0.15	0.15	0.13	0.17	0.15	0.16	0.11	0.13	0.11
MgO	11.81	11.36	11.41	10.63	11.47	10.66	10.53	4.62	5.39	4.37
CaO	7.75	6.79	7.24	8.39	9.26	8.95	8.78	3.98	4.48	4.1
Na <sub>2</sub> O	2.00	2.72	2.48	2.05	1.93	2.06	2.16	4.00	4.03	4.36
K <sub>2</sub> O	1.24	1.17	1.12	0.76	0.9	0.93	0.94	2.55	2.3	2.31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.18	0.18	0.18	0.21	0.2	0.25	0.15	0.15	0.15
LOI	4.4	4.7	4.6	3.7	4.83	4.1	4.1	2.2	1.8	1.9
Total	99.6	99.6	99.61	99.77	100.4	99.59	99.6	99.68	99.73	99.73
Ga	14.5	13.6	13.4	16	16	14.3	13.7	15.8	-	-
Rb	33.5	31.5	30.7	17	22	26.0	25.7	52.8	41.9	44.5
Sr	396.8	394.9	392.7	490	432	482.6	443.3	423.5	422.1	444.3
Y	15.5	15.3	15.1	15	17	16.0	17.2	16.4	15.2	20.7
Zr	87.2	98.7	91.7	123	116	126.4	115.2	114.7	100.9	106.8
Nb	4.9	5.6	5.1	6	4.3	6.2	6.4	5.7	5.1	4.9
Ba	550	497	486	399	582	617	505	951	913	1091
La	18.7	19.6	19.1	23	20.9	22.0	23.7	20.9	20.4	22.7
Ce	39.4	41.8	40.2	46.9	43.2	47.6	51.0	41.6	38.7	38.7
Pr	4.68	4.93	4.84	5.39	5.17	5.44	5.7	4.57	4.63	5.09
Nd	19.4	20.1	19.5	20.6	18.5	22.8	22.8	18.3	16.9	20.1
Sm	3.81	3.9	3.94	4.2	3.99	4.41	4.42	3.4	3.42	3.77
Eu	1.11	1.12	1.11	1.27	1.18	1.23	1.2	1.1	1.11	1.22
Gd	3.2	3.33	3.37	3.5	3.98	3.89	4.02	3.03	3.17	3.82
Tb	0.5	0.51	0.51	0.5	0.59	0.59	0.61	0.48	0.5	0.61
Dy	2.79	2.86	2.84	2.8	3.07	2.92	3.07	2.54	2.79	3.45
Ho	0.55	0.55	0.56	0.5	0.55	0.55	0.59	0.55	0.58	0.72
Er	1.52	1.54	1.46	1.5	1.57	1.58	1.55	1.54	1.66	2.07
Tm	0.21	0.23	0.21	0.21	0.226	0.23	0.25	0.25	0.26	0.3
Yb	1.26	1.34	1.34	1.3	1.4	1.39	1.53	1.5	1.56	1.71
Lu	0.21	0.19	0.2	0.18	0.202	0.21	0.22	0.24	0.25	0.28
Hf	2.5	2.7	2.7	3.1	2.7	3.1	3.0	3.5	3.2	3.6
Ta	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3
Th	3.0	3.5	3.4	4	3.52	4.9	4.7	3.4	3.5	3.4
U	1.1	1.1	1.2	1.1	1.59	1.9	2.0	1.3	1.4	1.3

Table 4 – Lithochemistry results for major, and trace elements in representative samples of andesites and lamprophyres from the Tupanci area. Major elements in weight% and trace elements in ppm.

<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação:
<b>“ROCHAS ANDESÍTICAS E LAMPROFÍRICAS NEOPROTEROZOICAS DA REGIÃO DO TUPANCI, RS: PETROLOGIA E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS”</b>
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: <b>Luis Fernando de Lara</b>
Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer Coorientador: Prof. Dr. Vinicius Matté
Examinador: Dr. Matheus Silva Simões
Data: 26/07/2023
Conceito: A
<b>PARECER:</b>
<p>O presente parecer é referido à dissertação de mestrado intitulada “ROCHAS ANDESÍTICAS E LAMPROFÍRICAS NEOPROTEROZOICAS DA REGIÃO DO TUPANCI, RS: PETROLOGIA E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS” de autoria de Luis Fernando de Lara.</p> <p>A dissertação está estruturada de forma adequada, apresentando Introdução, um vasto Estado da Arte, a descrição dos Materiais e Métodos, Conclusões e Considerações Finais e um artigo científico na língua inglesa submetido ao <i>Journal of South American Earth Sciences</i>.</p> <p>Os objetivos do trabalho foram estabelecidos de forma clara e direta, correspondendo com o resto do corpo do trabalho, onde é notável a tentativa de cumprimento deles.</p> <p>Um dos pontos fortes do trabalho é a detalhada revisão sobre magmatismo shoshonítico, lamprófiros, kimberlitos, lamproítos e mineralizações associadas a estas rochas, que qualificou o autor a organizar e interpretar os dados que estão contidos no artigo científico.</p> <p>No capítulo de Materiais e Métodos é enfatizado que o trabalho foi desenvolvido durante a pandemia de COVID-19 e que os dados utilizados foram obtidos previamente pela equipe de pesquisa.</p> <p>O artigo científico será revisado por pares por meio do periódico em que foi submetido, mas algumas recomendações podem ser feitas:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Revisar a tradução da Figura 1;</li> <li>- Sintetizar as descrições petrográficas e as figuras relacionadas a elas;</li> <li>- Sintetizar, talvez por meio de uma tabela, as características geoquímicas de cada grupo de rochas analisado, deixando o texto mais fluido;</li> <li>- No item 6.1 não encontrei uma correlação no texto com a parte do subtítulo que</li> </ul>

cita “faciology”, pois não há discussão sobre fácies. O que encontrei foi uma breve discussão sobre os ambientes de sedimentação;

- Em toda a parte de discussões o texto deriva para assuntos diferentes e carece de uma síntese ou de uma melhor organização das ideias;

- A comparação com outros depósitos de Au na mesma associação de rochas também pode ser feita a partir da compilação de dados de geoquímica de rocha total e química mineral das províncias citadas no item 6.3.

Adicionalmente, ressalto que o trabalho como um todo necessita de uma revisão de forma, pois apresenta uma série de erros tipográficos, tanto no corpo, quanto no artigo.

Considerando as dificuldades impostas pela pandemia de COVID-19 tanto na realização do trabalho, quanto no desencadeamento do processo de ensino-aprendizagem dos programas de pós-graduação no Brasil, avalio a presente dissertação como meritória do conceito “A”.

Assinatura: 

Data: 26/07/2023

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação:
<b>“ROCHAS ANDESÍTICAS E LAMPROFÍRICAS NEOPROTEROZOICAS DA REGIÃO DO TUPANCI, RS: PETROLOGIA E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS”</b>
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: <b>Luis Fernando de Lara</b>
Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer Coorientador: Prof. Dr. Vinicius Matté
Examinador: Prof. Dr. Breno Leitão Waichel
Data: 21/08/2023
Conceito: <b>A</b>
<b>PARECER:</b>
<p>A dissertação do Luis Fernando de Lara está bem estruturada e é de fácil leitura. O Estado da Arte apresenta uma revisão adequada do tema abordado e as figuras são de boa qualidade. O Material e Métodos expõe de maneira clara as etapas do trabalho. Apesar das dificuldades de desenvolver este tipo de trabalho durante a pandemia de Covid, o resultado final mais importante, que é o artigo foi plenamente atingido. Quanto ao artigo ele versa sobre uma área pouco estudada e apresenta dados inéditos correlacionando as rochas da área de Tupanci com a ASLS. A quantidade e a qualidade dos dados de geoquímica e química mineral sustentam a correlação sugerida. A ocorrência de tufos lamprofíricos é um dado relevante e inédito, que foi bem abordado no estado da arte e também no texto do artigo. Em relação a este ponto, acho que este poderia ter sido aprofundado no texto do artigo. Tendo em vista o artigo gerado a escolha da revista me pareceu adequada.</p> <p>Em relação a redação, certamente serão solicitadas modificações pelos revisores.</p>
Assinatura:
Data: 21/08/2023




Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação:
<b>“ROCHAS ANDESÍTICAS E LAMPROFÍRICAS NEOPROTEROZOICAS DA REGIÃO DO TUPANCI, RS: PETROLOGIA E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS”</b>
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: <b>Luis Fernando de Lara</b>
Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer Coorientador: Prof. Dr. Vinicius Matté
Examinador: Prof. Dr. Edinei Koester
Data: 10 de agosto de 2023
Conceito: A (Excelente)
PARECER:
<p>A dissertação intitulada <b>“ROCHAS ANDESÍTICAS E LAMPROFÍRICAS NEOPROTEROZOICAS DA REGIÃO DO TUPANCI, RS: PETROLOGIA E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS”</b> apresenta os requisitos formais exigidos pelo PPGGeo-UFRGS, quais sejam, um texto integrador e um artigo científico submetido a uma revista com QUALIS “A”. O texto integrador apresenta a estrutura da dissertação, com objetivos, área de estudo, contexto geológico e uma revisão sobre o magmatismo shoshonítico, lamprófiro, e ainda mineralizações associadas ao magmatismo. Também, são apresentados os materiais e métodos, conclusões e considerações finais. Na sequência é apresentado o artigo científico, com o tema do estudo, as rochas andesíticas e lamprofíricas da região do Cerro Tupanci, RS. Sob ponto de vista de forma, o texto integrador está bem escrito, tem leitura fácil, sequência lógica de assuntos e boas figuras, no entanto, uma revisão é necessária, pois apresenta uma série de erros de gramática, grafia e concordância. Em termos de conteúdo, duas questões importantes poderiam ter sido melhor exploradas, a estratigrafia da Bacia do Camaquã, que apesar de apresentada, gera alguns questionamentos, bem como desenvolver de forma mais completa a revisão sobre a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS), os dois assuntos sendo importante tópicos que foram retomados no artigo científico. Por sua vez, parece que houve um excesso de dados relacionados aos lamprófiro que, por sua vez, foram abordados de forma mais sucinta no artigo. Com relação ao artigo científico, o mesmo apresenta dados de campo, de petrografia, química mineral, microscopia eletrônica de varredura e geoquímica de rochas total, a partir da qual, integra com dados da ASLS, discutindo os dados e sugerindo interpretações para os andesitos e lamprófiro vinculados a Fm Hilário. A estrutura do artigo poderia ser modificada, com apresentação do “Geological Context”, antes dos “Analytical Procedures”. Ainda a seção “Introduction” poderia trazer de forma mais clara o problema geológico em estudo no artigo. Os resultados de campo, petrografia e geoquímica de rocha total são apresentados de forma lógica, porém, por vezes, intercaladas com interpretações. Algumas informações poderiam ser melhor exploradas, como por exemplo, a divergência de composição dos plagioclásios entre os lamprófiro (albita) e andesitos (labradorita), ou ainda as variações nos teores de Na<sub>2</sub>O entre os lapilli-tufo lamprofíricos e os lamprófiro da ASLS e mesmo com os lamprófiro espessartíticos do Cerro Tupanci. Nas discussões, algumas colocações poderiam ser melhor</p>

exploradas, uma vez que interpretações são feitas, por exemplo, a partir de comparações com composições médias da crosta, o que por vezes, não representa a realidade da área de estudo. Com relação as mineralizações, o estudo demonstrou a presença importante de alguns minerais (e.g. ouro), porém, deve-se ter cuidado uma vez que o MEV não é o equipamento que permita quantificar de forma adequada a concentração do elemento, bem como identificar alguns elementos (e.g. Cl). Por fim, nas “Final Considerations” seria interessante apresentar os resultados obtidos no trabalho e então conectá-los com as interpretações, que por vezes deixam o leitor com certa dúvida sobre a mesma, como por exemplo, nessa sentença: “.....which present characteristics of post-collisional continental margin or intraplate shoshonitic rocks.” Além desses comentários gerais são apresentadas na versão final da dissertação em pdf (em anexo) diversas considerações, que se forem julgadas pertinentes, podem ser incorporadas ao texto. Diante do exposto, a dissertação apresentada tem qualidade, discutindo um tema importante na geologia da Bacia do Camaquã, andesitos e lamprófiros do Cerro Tupanci, pelo qual atribuo o conceito final “A” (excelente).

Assinatura: 	Data: 10 de agosto de 2023
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	