

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

RAVI GABRIEL DOS SANTOS PINHEIRO SAMPAIO

**PETROLOGIA DE ROCHAS HIPABISSAIS BÁSICAS RELACIONADAS A
LINEAMENTOS MAGNÉTICOS NO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE**

Caçapava do Sul

2019

RAVI GABRIEL DOS SANTOS PINHEIRO SAMPAIO

**PETROLOGIA DE ROCHAS HIPABISSAIS BÁSICAS RELACIONADAS A
LINEAMENTOS MAGNÉTICOS NO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE**

**Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao curso de Geologia da Universidade Federal
do Pampa, como requisito parcial para
obtenção do Título de Bacharel em Geologia.**

Orientador: Profº Dr. Tiago Rafael Gregory

Caçapava do Sul

2019

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais).

S256p Sampaio, Ravi Gabriel dos Santos Pinheiro
PETROLOGIA DE ROCHAS HIPABISSAIS BÁSICAS
RELACIONADAS A LINEAMENTOS MAGNÉTICOS NO ESCUDO
SUL-RIO-GRANDENSE / Ravi Gabriel dos Santos
Pinheiro Sampaio.

85p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação)--
Universidade Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2019.
"Orientação: Tiago Rafael Gregory".

1. Arco de Rio Grande. 2. Província
Continental Basáltica. 3. Diques básicos. 4.
Conduitos Alimentadores. I. Título.

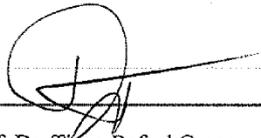
RAVI GABRIEL DOS SANTOS PINHEIRO SAMPAIO

**PETROLOGIA DE ROCHAS HIPABISSAIS BÁSICAS RELACIONADAS A
LINEAMENTOS MAGNÉTICOS NO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao curso de Geologia da
Universidade Federal do Pampa, como
requisito parcial para obtenção do Título
de Bacharel em Geologia.

Trabalho de Conclusão defendido dia 09 de Dezembro de 2019.

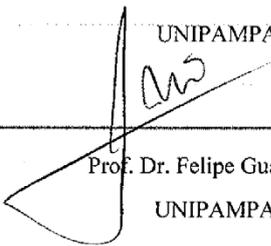
Banca examinadora:



Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory

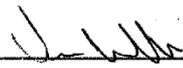
Orientador

UNIPAMPA



Prof. Dr. Felipe Guadagnin

UNIPAMPA



Prof. Dr. Vinicius Matté

UNIPAMPA

Este trabalho é dedicado ao meu querido avô, Antônio Argolo Sampaio (*in memoriam*), minha avó Edith Pinheiro Sampaio, toda a minha família e meus amigos, que mostraram sempre que o amor é combustível pra atravessar os horizontes mais distantes.

AGRADECIMENTOS

Inicialmente, Obrigado Deus e minha querida mamãe do céu Nossa Senhora Aparecida, por tudo, pelos momentos bons e momentos ruins.

Agradeço a oportunidade de desfrutar de uma educação pública de qualidade e a todos aqueles que contribuem para que outros possam ser capazes de desfrutar desse recurso.

Obrigado ao meu querido orientador prof. Dr. Tiago Rafael Gregory, o Greg, que me mostrou através da energia e paixão pela geologia a beleza e complexidade desta ciência. Obrigado pelos conselhos, ensinamentos e risadas. Além disso, sou grato a todos os momentos de ensinamentos e conversas que contribuíram assiduamente para a realização deste trabalho e minha formação como profissional. Vale também, o destaque a todos os professores que colaboraram também, por meio de aulas, trabalhos de campo, conversas e explicações. Vocês são exemplos e os admiro muito.

Agradeço a minha família pelo incentivo constante, nos âmbitos sentimentais, psicológicos e financeiros. Obrigado ao meu vô (*in memoriam*) e vó, meu lindo pai (Bé - Dig), minha, mais linda ainda, mãe (Vaval), tias Tóia, Pati, Olga, tio Zéo, meus dindos Zeno, Dea, meus primos Lú e Teteco, minha irmã Line e meu irmão Guto. Vocês me criaram e poliram para viver esse mundo e não esqueço um segundo de vocês, são minha força motriz, meus maiores exemplos, meu tudo. Amo vocês maior que o planeta.

Aos meus queridos amigos que a geologia me trouxe: Gabí e Lucas. Amo vocês. Obrigado por cada conversa, cada conselho, cada puxão de orelha, cada olhar de carinho e cuidado. Vocês foram muito mais do que poderia pedir. Gabs, obrigado por abrir minha cabeça sempre com visões diferente, obrigado pelo carinho, conselhos, conversas, cafés e risadas. Lusas, obrigado pela sua preocupação, pelos ensinamentos, conversas, histórias e carinho. Obrigado por caminharem comigo nesta jornada e sempre estarem me incentivando nos meus projetos. Tenho muito orgulho de ter vocês por perto e chamá-los de amigos. Obrigado por tudo mesmo. Vocês são sensacionais.

Gratidão também a Caçapava do Sul por me permitir a possibilidade de conhecer pessoas e famílias que mudaram a minha vida e a maneira que enxergo o mundo, dentre eles o Marcelo, Mab, Tob e Sorriso. Obrigado por vocês terem me acolhido de forma tão linda, e me alegrarem até nos meus dias mais tristes com muito carinho, amor, cuidado, risadas e momentos inesquecíveis. Vocês moram no meu coração e não pagam aluguel.

Vale ainda citar aqui, seu José, dona Fátima, seu Bira, Didica, João Victor, Grazy, Jéssica, Willian, Lavínia, Jú, Eliza por me incluírem nessa linda família, me deixando sempre confortável e cuidado por olhares de carinho e pureza.

Destaco ainda as queridas dona Jureda e tia Benízia obrigado pelos sorrisos e ensinamentos, tenho certeza que o céu vive em festa.

Agradeço ainda ao Matheus Moura e Renan Rauber pela boa energia inigualável e incomparável que vocês transmitem, sempre trazendo risadas e alegria.

Obrigado ao Vinicius de Abreu Oliveira, por acreditar no projeto Cusco Véio e embarcar comigo nesta jornada. Este projeto mudou minha vida e ter alguém que acreditasse em algo tão diferente do seu campo de estudo é inspirador. Muito obrigado.

Obrigado, a Índia por sua cãopanhia nas noites de maior frio. Agradeço os olhares de carinho e amor, por ser tão amorosa e linda. Obrigado por me animar nos mais diversos momentos. Não esperava nada de você, mas você me conquistou e me encantou.

Obrigado aos meus amigos e irmãos Iago, Léo, Ruan, Fefa, Nicole, Marília, Iran e Gi pelo incentivo e energia enviados. Nunca esquecerei dos conselhos, cuidados, amor e incentivos. Em especial, agradeço ao meu mano Iago pela sua companhia durante os dois primeiros anos, os quais aprendi demais e deixaram lembranças inesquecíveis, como a faca de serrinha e cheiro de pão. Você foi, mas sempre esteve presente por aqui, em todos meus pensamentos, tenho um orgulho imenso de você, obrigado por ser um exemplo de amigo e ser humano. Choveu aí, pinga aqui, sempre.

Obrigado a maravilhosa Giulia Nascimento Moreira, minha amiga, namorada, companheira. Você me conquistou, me arrebatou. Adicionou tanta coisa boa na minha vida, mexeu com meu mundo inteiro e me deu a honra de ter sua doçura por perto, compartilhando todos os sonhos e segredos, até os mais malucos. Me apoiou incessantemente nesta trajetória. Conheci ao seu lado, lugares mágicos, e iremos conhecer outros ainda mais. Obrigado por me mostrar que a vida é ótima e me fazer crescer em conjunto com você. Te amo mais que tudo, mozix.

Por último, agradeço a todos aqueles que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho, com uma palavra de incentivo, abraços e conversas.

Obrigado Rio Grande Sul. Obrigado Caçapava do Sul. Vocês me deram muito mais do que poderia pedir nos meus melhores sonhos

RESUMO

O Escudo Sul-rio-grandense (ESrg) é objeto de estudo em diversos trabalhos, principalmente no âmbito da geologia estrutural. Dessa maneira, os principais lineamentos e falhas que contribuíram para sua formação e evolução são bem estudados, citando-se como exemplo as estruturas de direção NE. Porém, estruturas e lineamentos de direção NW têm recebido poucos estudos de detalhe ao longo do tempo. Além disso, observam-se altos estruturais como o Arco de Rio Grande e anomalias magnéticas dispostas na mesma direção. Alguns autores atribuem às estruturas NW um caráter extensional, com importante função na evolução da Bacia do Paraná, atuando como condutos para o vulcanismo da Formação Serra Geral. Neste contexto, o presente trabalho busca caracterizar geoquimicamente as rochas ígneas intrusivas do ESrg relacionadas a anomalias magnéticas de direção NW. Além disso, busca-se também investigar as fontes e os processos relacionados ao magmatismo e à identificação da série magmática e do ambiente geotectônico. Para isso, o presente estudo irá unir as anomalias magnéticas de mapas geofísicos aos lineamentos estruturais de direção NW, para definir áreas alvo da possível ocorrência destas rochas. Foram realizados trabalhos de campo para a coleta de amostras. As 13 amostras coletadas receberam tratamento inicial na Unipampa, campus Caçapava do Sul, no Laboratório de Mineralogia e Petrologia e foram enviadas a SGS GEOSOL, para análise geoquímica de rocha total, através de ICP-MS (*Inductively coupled plasma mass spectrometry*) para os elementos maiores e ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry*) para elementos-traço e Elementos Terras Raras (ETRs). Petrograficamente, as rochas foram classificadas como olivina-gabros e subordinadamente gabros, sendo denominadas doleritos, visto seu caráter hipabissal, comumente possuem textura ofítica e sub-ofítica, apresentando também variação na textura, sendo na borda dos corpos texturas finas, enquanto no centro texturas grossas. Para a geoquímica, foi utilizado o *software* GdKit 4.1 para confecção dos diagramas geoquímicos. As análises geoquímicas demonstram rochas com afinidade toleítica e tendência cálcio-alcalina, apresentando leve enriquecimento em elementos incompatíveis como Th, Ba e K. Observa-se ainda, para os elementos-traço, anomalias negativas de Nb, Ta e P, indicando uma fonte mantélica previamente afetada por subducção, característica comum para Províncias Continentais Basálticas. Por meio de diagramas de discriminação de ambiente tectônico para rochas basálticas, constatou-se que as rochas do presente estudo assumem caráter intraplaca.

Comparando estas rochas com unidades ESrg e da Bacia do Paraná, percebe-se uma grande semelhança na assinatura geoquímica entre este conjunto amostral e soleiras da Fm. Serra Geral. Conclui-se então, que as rochas do presente estudo são diques que fazem parte da Fm. Serra Geral, possivelmente relacionados aos sistemas alimentadores desta província. Portanto, importantes estruturas de direção NW, como o Arco de Rio Grande, atuaram na evolução geológica dos eventos magmáticos da Bacia do Paraná, visto sua orientação NW e sobreposição a anomalias magnéticas, ajudando a fixar os sistemas alimentadores do vulcanismo da Fm. Serra Geral.

Palavras-chave: Arco de Rio Grande, Província Continental Basáltica, Diques básicos, Condutos Alimentadores.

ABSTRACT

The Sul-rio-grandense Shield (SrgS) is the object of study in several works, mainly in the scope of structural geology. In this way, the main lineaments and faults that contributed to its formation and evolution are well studied, citing as an example the NE direction structures. However, NW direction structures and lineaments have received few detailed studies over time. In addition, structural highs are observed such as the Rio Grande Arc and magnetic anomalies arranged in the same direction. Several authors attribute to the NW structures an extensional character, with important function in the evolution of the Paraná Basin, acting as conduits for the volcanism of the Serra Geral Formation. In this context, the present work seeks to characterize geochemically the intrusive igneous rocks of SrgS related to magnetic anomalies of NW direction. In this way, it is also sought investigate the sources and processes related to magmatism and the identification of the magmatic series and the geotectonic environment. Thus, the present study will combine the magnetic anomalies of geophysical maps with the NW direction structural lineaments, to define target areas of the possible occurrence of these rocks. During the fieldwork, these delimited regions will be visited, in order to verify the presence or not of the igneous bodies, with collect of samples when it is present. Field work was performed to collect samples. As 13 samples collected receive initial treatment at the Unipampa campus in Caçapava do Sul, the Mineralogy and Petrology Laboratory and were sent to SGS GEOSOL's laboratories for whole rock geochemical analysis through ICP-MS (Inductively coupled plasma mass spectrometry) for the major elements and ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry), for trace elements and rare earth elements (REEs). Petrographically, the rocks were classified with olivine-gabbro/ dolerite and subordinate gabbro, they presented ophitic and sub- ophitic texture, they also presented texture variation, thin textures being in the edge of the bodies, while in the center thick textures. For geochemistry, the software GDKit 4.1 was used to make geochemical diagrams. As analyzes demonstrated, with toleitic affinity and calc-alkaline tendency, they show an increase of incompatible elements such as Th, Ba and K. It is also observed, negative anomaly trace elements of Nb, Ta and P, which indicates a source affected by previous subduction setting, common feature for continental flood basalts. Through tectonic environment discrimination diagrams, it can be verified that either the sample set assumes the intraplate character. Comparing these rocks with SrgS and Paraná Basin units, it's possible to observe a great similarity in the geochemical signature between

this sample set and sills of Fm. Serra Geral. So, it possible that the sample set, it is the dikes that are part of the Fm. Serra Geral, related to the plumbing systems of this province. Therefore, important NW structures, such as the Rio Grande Arch, acted in the geological evolution of Paraná Basin magmatic events, observed their NW orientation and magnetic anomalies overlap, forming part of the volcanism feeding systems of Fm. Serra Geral formation.

Keywords: Rio Grande Arc; Continental Basaltic Provinces; Basic Dykes; Plumbing Systems.

SUMÁRIO

1. Introdução	19
2. Objetivos.....	20
2.1 Principal	20
2.2 Específico.....	21
3. Justificativa	21
4. Área de Estudo.....	22
4.1 Localização	22
4.2 Geologia Regional.....	23
5. Revisão Bibliográfica.....	28
5.1 Teoria dos Métodos e Técnicas.....	28
5.1.1 Séries Magmáticas	29
5.1.1.1 Serie Toleítica.....	30
5.1.1.2 Série Komatítica	30
5.1.1.3 Série Calcio-Alcalina	31
5.1.1.4 Série alcalina subsaturada em sílica	31
5.1.1.5 Série alcalina sódica saturada em sílica.....	32
5.1.1.6 Série Shoshonítica.....	32
5.1.1.7 Série alcalina ultrapotássica saturada em sílica	32
5.2 Grandes Províncias Igneas (<i>Large Igneous Provinces</i> – LIPs)	33
5.2.1 Províncias Continentais Basálticas	34
5.3 Trabalhos anteriores aplicados	39
6-Materiais e métodos	39
6.1 Revisão Bibliográfica.....	39
6.2 Trabalhos de campo e aquisição de dados	40
6.3 Caracterização petrográfica	45
6.4 Litoquímica	45
6.5 Análise e interpretação de dados.....	46
7. Resultados e discussões	47
7.1 Petrografia.....	47
7.2 Caracterização Geoquímica	51
7.3 Comparação com rochas afins	64
8.Considerações Finais	71
9. Referências	74

1. Introdução

O Arco de Rio Grande (ARG) é uma feição estrutural presente no Rio Grande do Sul, responsável pelo soerguimento de unidades do Escudo Sul-rio-grandense (ESrg) e da Bacia do Paraná (ASMUS & BAISH, 1983; GALLAGHER & HAWKESWORTH, 1994; ZERFASS et al., 2003; 2005). Esta estrutura localiza-se na porção centro-sul do Rio Grande do Sul, delimitada a norte pelo sistema de Falhas Jaguari-Mata e ao sul pelo Sistema de Falhas Alegrete e Ibaré (PHILLIP et al., 2013a), compreendendo uma parte do território do estado. Segundo Zerfass et al. (2003, 2005) e Phillip et al. (2013a), o ARG controlou a deposição dos sedimentos no Triássico e o soerguimento do ESrg, juntamente com a formação do ARG e da Sinclinal de Torres, atuando como fonte dos sedimentos da Formação Santa Maria.

O ARG ainda possui poucos estudos detalhados a respeito da sua origem e caracterização estrutural. Phillip et al. (2013b) verificaram estruturas e lineamentos predominantemente NW e de maneira subordinada, lineamentos NE, que relacionam-se com o ARG. Dekart et al. (1988), sugerem que um campo de tensão orientado NW-SE de caráter extensional, situado em um ambiente intraplaca, controlaram os possíveis enxames de diques da província magmática Paraná-Etendeka. As informações supracitadas podem corroborar com a ideia de que a atividade magmática da Bacia do Paraná, relaciona-se com estes lineamentos e estruturas extensionais, utilizando-as como possíveis condutos para os derrames.

A Formação Serra Geral é composta por uma sequência de derrames com espessura máxima de 1.700 metros, no qual ocorre predomínio de basaltos e andesitos-basálticos de afinidade toleítica (SARMENTO, 2013), com idades que variam entre 131.4 ± 1.6 e 132.9 Ma em sua porção sul e 129.9 ± 0.1 e 131.9 ± 0.9 Ma, para as porções norte e central, segundo Renne et al (1992), através do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. O volume de magma desta unidade é aproximadamente 789.000 km^3 e estima-se ser maior, considerando os eventos de erosão (GALLAGHER & HAWKESWORTH, 1994). Sendo assim, uma discussão válida é a busca por condutos alimentadores que possibilitaram a existência de uma província ígnea tão extensa.

Outra formação que relaciona-se com corpos intrusivos no ESrg e podem apresentar relações com as anomalias magnéticas, são as rochas do Membro Rodeio Velho (Ribeiro et

al. 1966). Esta unidade geológica é descrita por no mínimo três fluxos de andesitos vesiculares, com espessura aproximada de 100m e associada com a fluxos de lava e piroclásticos, com intrusões rasas na forma de corpos hipabissais, sendo estas diques, com soleiras subordinadas (ALMEIDA et al. 2000). Através do método U/Pb, Hartmann et al. (1998) obteve idade de 470Ma para esta unidade.

A Suíte Piratini, é composta por 34 corpos subcirculares com 50 a 100m de diâmetro, orientados majoritariamente NW, com direção subordinada NE (PHILIPP, et al. 2005). Segundo o autor citado anteriormente, esta unidade, apresenta rochas macroscopicamente cinza, com textura porfirítica, apresentando fenocristais de feldspatos, feldspatóides, piroxênios e granadas, medindo em média 2mm. Além disso, pode-se dividir esta unidade em três grupos fonolitos tefríticos, fonolitos e fonolitos peralcalinos (BARBIERI et al. 1987) e segundo Wildner et al. (2008), através do método K/Ar, as rochas desta unidade possuem 92.8 a 76.0 Ma. Devido as características de disposição destes corpos, é possível relacioná-las as anomalias magnéticas de direção NW.

Portanto, o atual trabalho busca caracterizar geoquimicamente rochas ígneas básicas que intrudem o ESrg, considerando as anomalias geofísicas aeromagnéticas de direção NW, assim como as estruturas extensionais e os lineamentos de mesma direção. Estas rochas, associadas a estas feições, podem fornecer indícios dos condutos alimentadores do vulcanismo da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná. Este trabalho faz parte do projeto intitulado “Investigação de Lineamentos Magnéticos no Rio Grande do Sul”, coordenado pelo Prof^o Dr. Tiago Rafael Gregory, cadastrado no sistema de Ensino Pesquisa e Extensão da Universidade Federal do Pampa (Unipampa).

2. Objetivos

Neste capítulo serão demonstrados os objetivos principais e específicos do presente trabalho.

2.1 Principal

O objetivo principal deste trabalho é a caracterização geoquímica das rochas ígneas básicas que intrudem as porções noroeste, central e sudoeste do Escudo Sul-rio-grandense, associadas a anomalias magnéticas de direção NW.

2.2 Específico

De forma específica tem-se a intenção de:

- Caracterizar geoquimicamente, por meio de análise de elementos maiores, traço e terras raras, as rochas ígneas básicas relacionadas aos lineamentos magnéticos NW;
- Identificar a série magmática e o ambiente geotectônico das rochas do estudo;
- Investigar as fontes e os processos envolvidos no magmatismo.

3. Justificativa

A busca por conhecimento específico a respeito de lineamentos estruturais e anomalias aeromagnéticas com direção NW-SE ainda possui poucos trabalhos específicos publicados a respeito do tema. Sendo assim, busca-se entender a influência destas feições para o ESrg. Trabalhos como Gallagher & Hawkesworth (1994) e Dekart et al. (1988) observam que a concentração dos diques, com orientação NW-SE, na margem leste do Brasil pode refletir o controle tectônico do magmatismo expressado pela Formação Serra Geral, através de zonas de fraturas extensionais relacionadas a separação entre a América do Sul e a África, sendo estes condutos alimentadores para o vulcanismo. Portanto, através das ideias supracitadas, tem-se a intenção de investigar e buscar os condutos alimentadores da Formação Serra Geral, visto que este é um tema de discussão pouco explorado, tendo como área de estudo o ESrg.

Além disso, este trabalho está vinculado ao projeto Investigação de Lineamentos Magnéticos no Rio Grande do Sul, sendo gerido pelo Prof.º Dr. Tiago Rafael Gregory, que integra o Sistema de Informação de Projetos de Pesquisa, Ensino e Extensão da Universidade Federal do Pampa (Unipampa), permitindo um banco de amostras iniciais. Este projeto é financiado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul

(FAPERGS, processo n° 17/2551-0000829-4), cujas verbas serão utilizadas para o custeio das análises geoquímicas de rocha total. Vale destacar ainda que, o campus Caçapava do Sul se situa na parte central do Escudo Sul-rio-grandense, o que possibilita trabalhos de campo com acesso rápido, fácil e de baixo custo, gerando assim uma economia ao projeto.

4. Área de Estudo

Neste capítulo serão abordados aspectos sobre a área de estudo, como acesso e localização. Além disso, será feita uma breve revisão das unidades litológicas presentes na área de estudo.

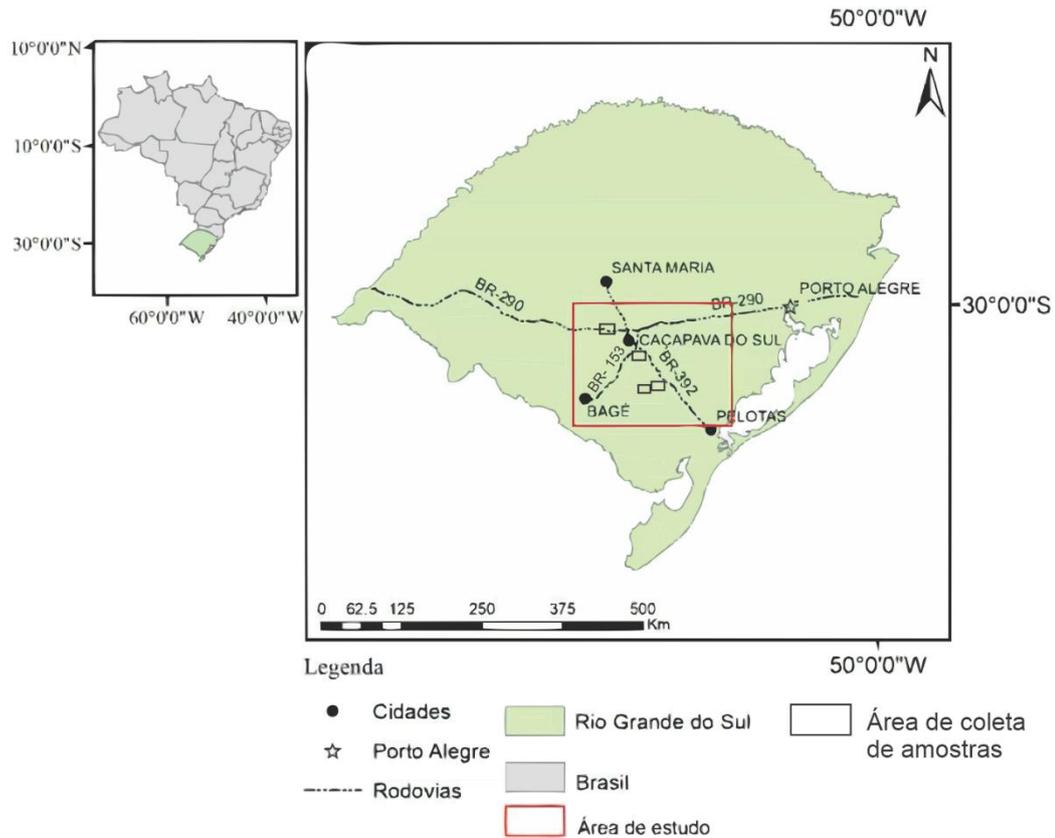
4.1 Localização

A área de estudo para o presente trabalho localiza-se na região sul do Brasil, no estado do Rio Grande do Sul. Este estado é limitado ao norte por Santa Catarina, faz fronteira a oeste e a sul com Argentina e Uruguai, respectivamente. Como principais cidades localizadas próximas e/ou na área de estudo tem-se Caçapava do Sul, Santana da Boa Vista e Bagé.

O acesso à área de estudo se dá, partindo-se de Porto Alegre, pela rodovia federal BR-290, seguindo para oeste. Em seguida, toma-se a rodovia BR-392, seguindo para SE, conforme Figura 1.

Em detalhe, as áreas de coleta das amostras situam-se em quatro porções do ESrg, sendo estas localizadas na porção sudeste do município de Caçapava do Sul, sudoeste do município de Santana da Boa Vista e São Sepé e a última, situada especificamente na comunidade do Cerrito do Ouro.

Figura 1 – Mapa de localização e acesso à área de estudo, mostrando as principais estradas federais e estaduais.



Fonte: modificado do instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2015).

4.2 Geologia Regional

A Província Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1981) é um cinturão móvel, com orientação NE-SW, paralelo a costa leste do Brasil, estendendo-se por mais de 3.000km desde a Bahia até Uruguai. No Rio Grande do Sul, esta província é representada pelo Cinturão Dom Feliciano, composto pelas seguintes unidades tectono-estratigráficas: Terreno São Gabriel, Terreno Tijucas e Batólito Pelotas (CHEMALE JR., 2000; HARTMANN et al., 2007). Em conjunto com o Terreno Taquerembó, que é interpretado como fragmentos remanescentes de um continente paleoproterozoico, que atualmente faz parte do Cráton Rio de La Plata, e os terrenos supracitados, constituem as associações petrotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense (ESrg).

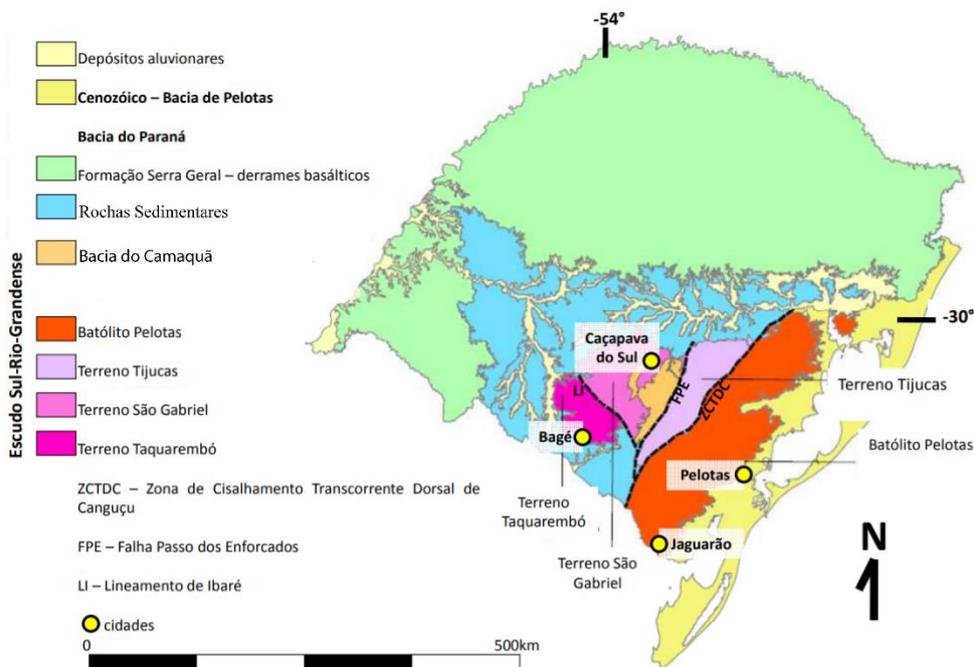
Diversos trabalhos foram realizados em busca de conhecimento geológico sobre o Rio Grande do Sul. Para o ESrg vale destacar trabalhos pioneiros de Carvalho (1932), Leinz

(1941) e Picada (1971), que contribuíram de forma inédita e importante para o conhecimento geológico da região, sendo ainda hoje referências importantes.

Em síntese, o ESrg é um conjunto de diversas associações petrotectônicas, abrangendo uma superfície de 65.000km² (CHEMALE JR., 2000), delimitado ao norte e oeste pela Bacia do Paraná e a leste pela Planície Costeira do Rio Grande do Sul (SOLIANI JR., 1986). A origem do ESrg é resultado dos processos de geração e deformação de crosta continental, ocorrendo principalmente em dois ciclos orogênicos: Transamazônico (2,26-2,00 Ga) e Brasileiro (900-535 Ma; HARTMANN et al., 2007). Segundo os autores supracitados, as associações de rochas geradas durante os dois ciclos, ao colidirem sequencialmente, contribuem para o crescimento da porção sul do continente sul-americano.

Sendo assim, com base em feições litoestratigráficas, petrográficas, geofísicas e assinatura geoquímica, Chemale Jr (2000) e Hartmann et al. (2007) sugerem uma compartimentação para o ESrg em quatro unidades geotectônicas: Terreno Taquarembó, Terreno Tijucas, Terreno São Gabriel e Batólito Pelotas, conforme mostrado na Figura 2.

Figura 2 – Mapa geológico do Escudo Sul-rio-grandense e principais estruturas que dividem os domínios tectônicos.



Fonte: modificado de Wildner et al. (2008).

O Terreno Taquarembó compreende a porção mais a oeste do ESrg, sendo representado principalmente pelo Complexo Granulítico Santa Maria Chico (CGSMC), uma

associação paleoproterozoica que foi retrabalhada parcialmente durante o Ciclo Brasileiro (SOLIANI JR., 1986). O CGSMC é constituído por granulitos félsicos (trondhjemíticos) e máficos, além de piroxênitos, uma lente de harzburgito, silimanita gnaiss, mármores e gnaisses cálcio-silicáticos, que estruturalmente apresentam foliação metamórfica de alto grau subvertical EW e gradando para NW na porção norte (HARTMANN et al., 2007). Estas rochas são associadas a quatro eventos metamórficos: os dois primeiros, durante o paleoproterozoico, atingem fácies granulitos, enquanto os dois últimos estão relacionados ao magmatismo e deformação que ocorreu durante o Ciclo Brasileiro, apresentando retrometamorfismo de fácies anfíbolito e xisto verde, respectivamente (HARTMANN, 1998 *apud* CHEMALE JR., 2000).

O Terreno São Gabriel é composto por rochas juvenis (meso a neoproterozoicas), incluindo rochas de baixo a médio-K de arco magmático, como gnaisses tonalíticos e dioríticos, metadioritos, metatonalitos, dioritos, tonalitos e granodioritos, representadas pelo Complexo Cambaí. Além disso, também ocorrem rochas metavulcânicas máficas e metassedimentares, sendo estas andesíticas a dacíticas, associadas ao complexo Palma/Bossoroca (HARTMANN et al., 2007). Estas associações petrogenéticas supracitadas, segundo Hartmann et al. (2007), constituem um prisma acrescionário gerado no Neoproterozoico, caracterizando ambientes de margem passiva e de retro-arco, ofiolitos, arcos magmáticos vulcano-sedimentares e plutônicos.

A configuração geotectônica foi estimada com base nos indicadores geoquímicos de rochas dos Complexos Palma/Bossoroca e Complexo Cambaí. Vale destacar dentre eles o enriquecimento em Elementos Terras Raras Leves, os baixos conteúdos de Nb e o enriquecimento em elementos litófilos de raio iônico grande (BABINSKI et al., 1996; SAALMAN et al., 2007; HARTMANN et al., 2007).

O Terreno São Gabriel é resultante de uma deformação tectônica de empurrão vergente para E a SE e transcorrente direcional destal (REMUS, 1990). Esta última deformação dúctil gerou unidades alongadas N20-30E que mostram estruturas planares subhorizontais mais antigas, rotacionadas pela transcorrência dúctil destal, segundo os autores supracitados. Este terreno é denominado Terreno Metamórfico de Acresção Palma por Chemale Jr. (2000).

O Terreno Tijucas ocupa a porção central do ESrg e estende-se desde Santa Catarina até o Uruguai, em uma faixa alongada segundo N20-45E (CHEMALE JR., 2000). Este

terreno, no Rio Grande do Sul, possui 15 a 30 km de largura e 170 km de comprimento, sendo limitado a leste pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC), colocando-o ao lado do Batólito Pelotas, a oeste pela Zona de Cisalhamento de Caçapava do Sul e em sua porção norte e sul as unidades deste terreno são cobertas por rochas sedimentares da Bacia do Paraná e demais sedimentos cenozoicos (FERNANDES., TOMMASI., PORCHER, 1992; CHEMALE JR., 2000; PHILIPP, MACHADO & CHEMALE JR. et al., 2003). No Rio Grande do Sul, este terreno consiste de uma associação de rochas metassedimentares e metavulcânicas de fácies xistos verdes a anfibolito, com idade possivelmente mesoproterozoica a neoproterozoica, contendo exposições do embasamento paleoproterozoico representadas pelo Complexo Porongos e Complexo Encantadas (HARTMANN et al., 2007).

O Complexo Encantadas (FERNANDES., TOMMASI., PORCHER, 1992) tem sua origem relacionada ao Ciclo Transamazônico (2.26-2.00 Ga), sendo composto pelo Gnaiss Encantadas, constituído por gnaisses dioríticos, tonalíticos, trondjemíticos e anfibolitos lensoides (JOST & BITENCOURT, 1980) e Gnaisses Imbicuí, que incluem dioritos, tonalitos e trondjemitos, além de granitoides milonitizados de composição monzogranítica e sienogranítica, intrusivos nas rochas paleoproterozoicas (PORCHER & FERNANDES, 1990; HARTMANN et al., 2007).

O Complexo Porongos compreende uma sequência vulcano-sedimentar com intercalações de lentes de ortognaisses e raramente rochas ultramáficas, metamorfizadas progressivamente de fácies xisto verde a anfibolito, com retrometamorfismo em condições de xisto verde (JOST & BITENCOURT, 1980). Além disso, também ocorrem metapelitos, xistos carbonosos, quartzitos, mármore e paragnaisses pelíticos e semipelíticos com lentes de metamarga, sendo os metapelitos a unidade dominante (REMUS et al., 1987). Vale destacar ainda a presença de rochas ultramáficas como pequenas lentes na porção norte e sul no Complexo Porongos (JOST & BITENCOURT 1980; REMUS et al., 1991).

Existem vários ambientes de evolução propostos para o Terreno Tijucas, variando entre margem passiva (JOST & BITENCOURT 1980), margem ativa (CHEMALE JR., 2000) e bacia de retro-arco (FERNANDES et al., 1995; HARTMANN et al., 2000). Os dados isotópicos e elementos-traços das rochas metavulcânicas e metassedimentares mostram retrabalhamento do embasamento pré-Brasiliano (HARTMANN et al., 2007). Dessa forma, os autores anteriormente citados, sugerem a deposição em crosta continental distendida ou em um arco magmático continental, com retrabalhamento de crosta paleoproterozoica.

O Batólito Pelotas consiste em um complexo intrusivo e seis suítes intrusivas, predominantemente de rochas graníticas, com idades entre 650 e 550 Ma (HARTMANN, et al., 2007). Estas suítes foram caracterizados por Philipp & Machado (2005) e Philipp et al. (2007), com sua geração ocorrendo durante e após o ápice da orogenia Dom Feliciano, relacionadas à atuação de zonas de cisalhamento (PHILIPP, PIMENTEL, & CHEMALE JR., 2016). São encontrados, geralmente nos corpos intrusivos mais velhos como o Complexo Pinheiro Machado, enclaves de gnaisses tonalíticos e de rochas metassedimentares, com tamanho variando entre 1 m a 8 m (PHILIPP & MACHADO, 2005; SILVA et al., 2005). Segundo Philipp & Machado (2005), estes enclaves de gnaisses podem representar septos do embasamento, ou seja, uma contribuição de crosta antiga, ou misturas em proporções variadas entre crosta antiga e material litosférico.

A origem deste grande volume de magmatismo expressado pelo Batólito Pelotas, entre 650 e 590 Ma, foi atribuída a um ambiente de arco magmático (FERNANDES et al., 1995), com um oceano localizado a oeste do Batólito Pelotas e subducção mergulhando para leste (CHEMALE JR., 2000). Contudo, Bitencourt & Nardi (2000), Philipp & Machado (2005) e Philipp et al. (2007) sugerem que a geração deste batólito ocorreu em ambiente pós colisional, com importante ação de zonas de cisalhamento transcorrentes. Como importante unidade litoestratigráfica, a Bacia do Camaquã (BC) é uma sequência vulcano-sedimentar, com rochas plutônicas associadas, que aflora no ESrg, depositando-se nas fases tardi- a pós-colisionais do Ciclo Brasileiro do Cinturão Dom Feliciano (FRAGOSO-CÉSAR et al., 1984; CHEMALE JR. et al., 1995; PAIM et al., 2000; HARTMANN et al., 2008; PAIM et al., 2014). A BC possui rochas com idades entre 600 Ma e 540 Ma (PAIM, CHEMALE JR, & LOPES, 2000; CHEMALE JR., 2000; OLIVEIRA et al., 2014).

Atribui-se aos ambiente de deposição da BC uma sucessão entre ambientes marinho, representado pelo Grupo Maricá, transicionais entre marinho e eólico, como pode ser visto nos grupos Bom Jardim e Santa Bárbara, e, por fim, ambientes fluviais e lacustres, como observa-se no Grupo Guaritas (PHILIPP, PIMENTEL, & CHEMALE JR., 2016). As unidades vulcânicas da BC estão relacionadas a episódios deposicionais e são representadas pela Formação Hilário, Formação Acampamento Velho e Formação Rodeio Velho (WILDNER et al., 2002; SOMMER et al., 2005; JANIKIAN et al., 2012; PHILIPP, PIMENTEL & CHEMALE JR., 2016).

Os eventos geológicos relacionados ao mesozoico causaram a reativação de estruturas no ESrg, sendo estas observadas através de lineamentos, bem demarcados como

demonstrado por Travassos (2014). Estes lineamentos, principalmente de direção NW, muitas vezes estendem-se por grandes extensões no ESrg e estão alinhados ao ARG. Estas anomalias de direção NW, muitas vezes apresentam associações com rochas ígneas intrusivas básicas, como foi verificado por Macedo (2018), Gregory, Guadagnin & Tico (2019) e Gregory et al. (2019), sendo estas rochas relacionadas aos sistemas alimentadores da Fm. Serra Geral.

5. Revisão Bibliográfica

Neste capítulo será realizada uma revisão bibliográfica dos trabalhos já realizados sobre os temas abordados no presente trabalho, bem como abordagens mais recentes, retomando e apresentando conceitos importantes para fundamentação teórica do presente trabalho.

5.1 Teoria dos Métodos e Técnicas

A análise geoquímica é um método com ampla utilização nas ciências geológicas e permite a caracterização das rochas com base na sua composição química. Esta baseia-se na comparação dos dados obtidos através da análise de rochas que possuem ambientes geotectônicos bem definidos e foram sucessivamente estudadas, como os basaltos de dorsais meso-oceânicas e os basaltos de ilhas oceânicas, também chamados de N-MORB (*Mid ridge Oceans Basalts*) e OIB (*Oceans Islands Basalts*), respectivamente (SUN & McDONOUGH, 1989). Desta maneira, tem-se a intenção de delinear em qual conjunto de características geoquímicas as amostras analisadas se enquadram, considerando sua relação geológica com o ambiente ao qual foi coletada.

Para esta análise, os elementos maiores e traços são utilizados, pois dependendo dos processos aos quais foram submetidos, exibem padrões que serão responsáveis pela assinatura geoquímica de uma unidade geológica, bem como do ambiente geotectônico relacionado. Os elementos maiores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K e P) representam os principais elementos constituintes dos minerais presentes na crosta terrestre, demonstram concentrações maiores que 0,1 % em peso da rocha e na análise são expressos como percentual em óxidos (% *wt*). Possuem, basicamente, três usos principais para a análise geoquímica: classificação da

rocha, construção de digramas de variação e permite a comparação com rochas que já possuem composição e processo de formação conhecidos (ROLLINSON, 1993).

Os elementos traços apresentam concentrações menores do que 0,1% em peso da rocha, ou seja, menos que 1000 partes por milhão (ppm) (ROLLINSON, 1993). Segundo o autor citado anteriormente, estes elementos são essenciais na petrologia moderna, pois distinguem de maneira mais precisa os processos petrológicos, em relação aos elementos maiores. Além disso, a classificação dos elementos traços pode ser feita com base na posição do elemento na tabela periódica, ou conforme o comportamento do mesmo nos sistemas magmáticos, visto que em alguns sistemas estes elementos concentram-se na fase líquida e outros na fase sólida (ROLLINSON, 1993). Um dos grupos de elementos traços mais importantes são os Elementos Terras Raras (ETRs).

Os dados obtidos permitem a identificação da série magmática e ambiente geotectônico, visto que os diferentes ambientes possuem assinaturas geoquímicas específicas, fato este que pode contribuir para a investigação dos processos petrogenéticos. Visando isso, para as identificações, este estudo, utiliza-se um conjunto de gráficos e diagramas, como por exemplo: TAS (GOX, BELL, & PANKHURST, 1979), AFM (IRVINE & BARAGAR, 1971), K_2O vs SiO_2 (LE MAITRE, 2002), Al-Fe+Ti-Mg (JENSEN, 1976), FeO_t/MgO (MIYASHIRO, 1974), A/(NK) vs A/(CNK) (MANIAR & PICCOLI, 1989), utilizados para elementos maiores. Já para os elementos traço e terras raras (ETRs), o diagrama de Pearce et al. (1984) e *spidergrams* são mais utilizados, pois estes elementos apresentam-se geralmente em proporções menores nas rochas, o que necessita processos específicos para sua comparação com outros conjuntos amostrais, sendo este a normalização dos valores obtidos, tendo como referência rochas bem conhecidas geoquimicamente ou consideradas composições primordiais do manto, de meteoritos condríticos e basaltos do tipo N-MORB. A representação das amostras e comparação com os diagramas pode ser de forma manual, ou utilizando *softwares* como o *Geochemical Data Toolkit for Windows* (GCDkit), versão 4.1 (JANOUSEK, FARROW, & ERBAN, 2006).

5.1.1 Séries Magmáticas

As séries magmáticas fornecem importantes características a respeito da fonte e processos petrogenéticos do material estudado, permitindo caracterizar associações

petroectônicas e, em conjunto com dados de campo, é possível vislumbrar a reconstrução paleogeográfica. Sendo assim, faz-se importante para o embasamento teórico das análises geoquímicas do presente trabalho ressaltar algumas definições e características a respeito das séries magmáticas (NARDI, 2016).

5.1.1.1 Serie Toleítica

A série toléítica é uma série subalcalina, podendo ser baixo-K, médio-K e alto-K. Tem como principais litotipos gabros, quartzo-gabros, tonalitos e trondhjemitos, ou seus correspondentes extrusivos (NARDI, 2016). Esta série possui duas características fundamentais: o enriquecimento em ferro no diagrama AFM, também denominado “*trend* de Fenner” e o empobrecimento em Al_2O_3 dos basaltos toleíticos em relação aos cálcio-alcálicos (WILSON, 1989 *apud* NARDI, 2016). Estas características, em conjunto com outras análises, permitem distinguir a série toléítica das demais séries magmáticas.

Vale destacar ainda que esta série possui, para as rochas de ambiente oceânico, baixos teores de elementos como K, Rb, Ba, Sr e Terras Raras Leves, enquanto as continentais podem apresentar comportamento contrário (NARDI, 2016). Além disso, segundo o autor supracitado, as rochas toleíticas riolíticas ou ácidas de médio a alto-K apresentam geralmente alta razão FeO/MgO (>0.9) e conteúdos de Al_2O_3 relativamente baixos ($<14\%$), para SiO_2 , em torno de 70%.

Por fim, segundo Nardi (2016), a série toleítica é típica de assoalhos e cadeias meso-oceânicas ou de ambiente anorogênicos intraplaca continentais, constituindo o magmatismo de rifte ou de platôs continentais (CFB – *Continental Flood Basalts*).

5.1.1.2 Série Komatítica

Esta série magmática é subalcalina e tem como principal litotipo os komatiitos, que, segundo Le Maitre (2002), são rochas vulcânicas com menos de 53% em peso de SiO_2 , $MgO > 18\%$ e $TiO_2 < 1\%$. Supostamente, esta série pode evoluir até rochas ricas em sílica com dacitos ou seus correspondentes intrusivos, tonalitos e trondhjemitos (NARDI, 2016). Além

disso, segundo o autor supracitado, as rochas desta série são em geral vinculadas ao Arqueano e produzidas por fusão do manto empobrecido em ETRL.

5.1.1.3 Série Calcio-Alcalina

Esta série subalcalina tem como litotipos mais comuns dioritos, quartzo monzodioritos, granodioritos e granitos, correspondendo a andesitos, dacitos e riolitos em termos vulcânicos (NARDI, 2016). Para a série calcio-alcalina de baixo-K, inclui-se tonalitos e trondhjemitos em detrimento dos granitos, constituindo associações do tipo TTG ou adakitos (CONDIE, 2005; MARTIN et al., 2005; MOYEN & MARTIN, 2012; CASTRO, 2014; NARDI, 2016), típicas de ambientes de arcos magmáticos. As rochas desta série apresentam caráter supersaturado em sílica e são fortemente aluminosas.

Além disso, elementos como Sr, Ba, Rb e Elementos Terras Raras leves (La, Ce, Pr e Nd) correlacionam-se positivamente com o K, demonstrando um enriquecimento da série de baixo-K para a de alto-K (NARDI, 2016). Enquanto isso, segundo o autor supracitado, elementos como Ti, P, Zr, Nb e Terras Raras Pesadas mantêm valores abaixo dos encontrados em rochas alcalinas.

Portanto, as associações cálcio alcalinas caracterizam o magmatismo de arco durante a evolução da placa oceânica, com os estágios evolutivos refletidos no aumento do conteúdo de K (NARDI, 2016). Embora o magmatismo associado a arcos orogênicos tem a composição cálcio-alcalina, podem-se verificar rochas da série toleítica de baixo-K e shoshonítica, dependendo do grau e tipo de interação com o substrato do arco (CAWOOD, et al., 2013).

5.1.1.4 Série alcalina subsaturada em sílica

Esta série tem como litotipos principais rochas como nefelinito, fonolito, latito e as rochas que se situam na porção inferior do diagrama QAP (STRECKEISEN, 1967). A característica principal é a deficiência em SiO₂ e elevadas concentrações de elementos incompatíveis (GILL, 2010).

5.1.1.5 Série alcalina sódica saturada em sílica

Esta série tem como principais litotipos representativos os gabros, sienitos, quartzo sienitos, feldspato alcalinos granitos e granitos e seus termos vulcânicos. Quando apresentam valores $[(\text{Na}_2\text{O} + 2) > \text{K}_2\text{O}]$ são nomeados como havaiitos, mugaritos, benmoreítos e riolitos (LE MAITRE, 2002). Embora exista uma tendência de enriquecimento dos elementos de alto potencial iônico, especialmente nos termos peralcalinos, são comuns os padrões composicionais de elementos traços similares em outras séries (NARDI, 2016). Os granitos da série alcalina sódica saturada são encontrados principalmente em ambientes pós-colisionais, anôrogênicos ou em arco continental maturo (NARDI, 2016).

5.1.1.6 Série Shoshonítica

A série shshonítica ou alcalina potássica saturada em sílica tem como principais rochas gabros, dioritos, monzodioritos, monzonitos, quartzomonzonitos e granitos, ou seus termos vulcânicos (NARDI, 2016). Esta série tem algumas características específicas, como basaltos aproximadamente saturados em Si_2O , baixo enriquecimento em ferro, alta razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (de 0,6 a 1,0 para basaltos e andesitos) e baixo teor de TiO_2 ($< 1,3\%$; NARDI, 1986). Além disso, vale destacar que importante característica são os teores abundantes de Sr, Ba, Rb e elementos litófilos de baixo potencial ionico, juntamente com Elementos Terras Raras Leves (La, Ce, Nd) em relação à Zr, Ti, P, Nb, Y e ETRs pesados (NARDI, 2016).

Essa série magmática, segundo Nardi (2016), é típica de ambientes de arco magmático continental maturo e pós-colisionais.

5.1.1.7 Série alcalina ultrapotássica saturada em sílica

Os principais litotipos da série alcalina ultrapotássica satura em sílica são, em geral, K-feldspato granitos associados com feldspatos alcalinos sienitos, quartzo sienitos, gabros, dioritos e lamprófiros (NARDI, 2016). Como característica marcante, segundo o autor anteriormente citado, esta série tem a elevada razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, sendo superior a 2, e

representam associações bimodais, típicas de ambientes anorogênicos ou pós-colisionais, assim como a série alcalina saturada em sílica.

5.2 Grandes Províncias Ígneas (*Large Igneous Provinces – LIPs*)

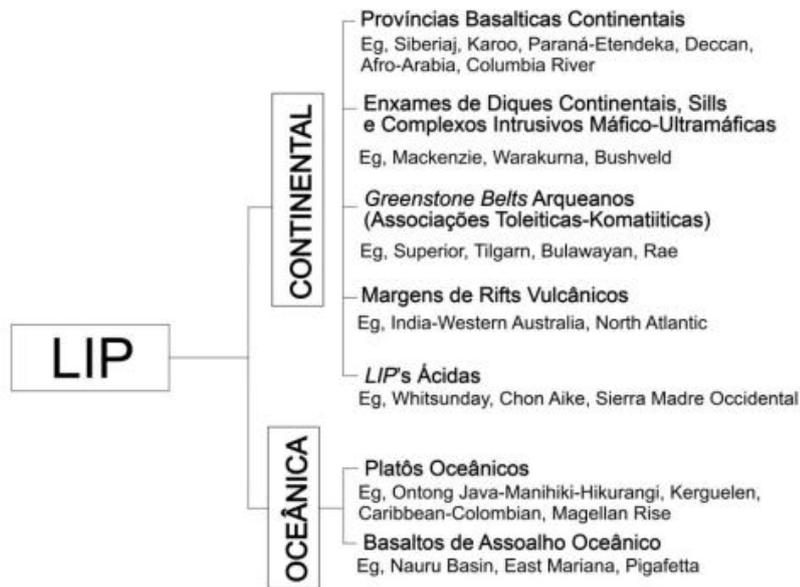
O termo LIPs (*Large Igneous Provinces*) foi proposto inicialmente por Coffin & Eldholm (1991), para identificar as variedades de províncias ígneas predominantemente máficas, representadas por rochas intrusivas e extrusivas, ricas em Mg e Fe, com áreas maiores que 0.1 milhão de km², originadas por processos distintos ao do espalhamento do fundo oceânico, possuindo características de ambiente intraplaca. Para os autores supracitados, vale destacar que o termo LIPs relacionava-se quase exclusivamente a províncias mesozoicas e cenozoicas bem preservadas.

Alguns trabalhos ao longo do tempo (ERNST & BUCHAN, 1997, 2001, 2003; TOMLINSON & CONDIE, 2001; ARNDT, BRUZAK & REISCHMANN, 2001; ISLEY & ABBOTT, 2002) destacam também a ocorrência e compreensão de registros de LIPs paleozoicas, proterozoicas e arqueanas, permitindo assim, uma nova discussão a respeito da nomenclatura, visto que eventos mais antigos perderam grande parte dos componentes vulcânicos para erosão (ERNST, 2014).

Sendo assim, Ernst (2014) definiu as LIPs, ou Grande Províncias Ígneas, como áreas de extensão maiores que 0.1 milhão de km² e volume maior que 0.1 milhão de km³, possuindo características de ambiente intraplaca, com geração através de um pulso de curta duração ou vários pulsos, que podem durar entre 1-5 Ma até no máximo 50 Ma. Além disso, existem ocorrências de eventos magmáticos ricos em sílica (SLIPs), em escalas similares aos episódios anteriormente citados, podendo estar associados à presença de carbonatitos e kimberlitos (ERNST, 2014).

Os estudos e pesquisas a respeito das LIPs demonstraram os diversos tipos de ambientes que estas províncias podem ocorrer, como exemplificado na Figura 3. Um dos tipos que merece destaque, por ser objeto de estudo de diversos trabalhos geoquímicos e geocronológicos, são as Províncias Basálticas Continentais (PBCs).

Figura 3 – Classificação dos tipos de LIPs e suas ocorrências em diversos locais do planeta.



Fonte: Bryan & Ernst (2008), traduzido por Sarmento (2017).

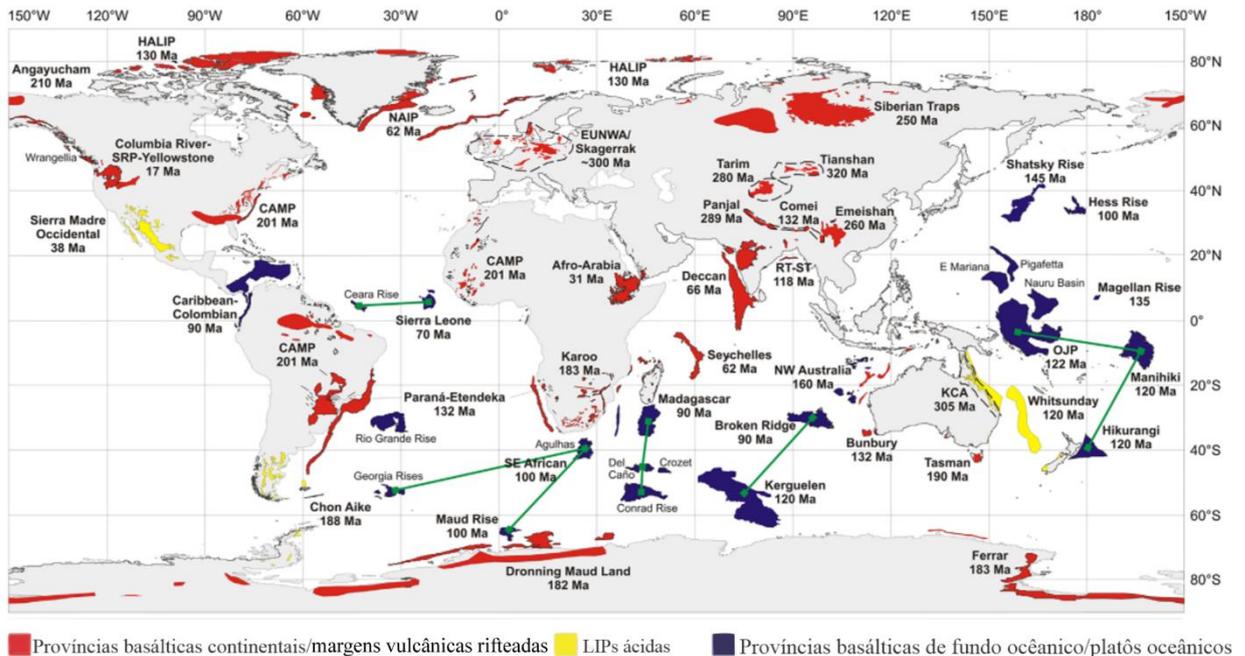
5.2.1 Províncias Continentais Basálticas

As Províncias Continentais Basálticas (PCBs) ocorrem como derrames com alguns quilômetros de espessura, geralmente intercaladas com rochas sedimentares. São toleíticas e predominantemente máficas, ou ultramáficas em menor proporção. Apresentam ainda basaltos alcalinos transicionais, geralmente na porção inferior da sequência, e, quando associadas a vulcanismo rico em sílica, podem apresentar mais volume na parte superior da sequência (ERNST, 2014). Segundo Courtillot & Renne (2003), Bryan & Ernst (2008) e Bryan & Ferrari (2013), a formação destas províncias está relacionada a curtos períodos de tempo, entre 1-5 Ma.

Além disso, as PCBs são os produtos de LIPs com maior e melhor exposição. Isso contribui para que estas sejam objeto de estudo intenso, visto que existe ainda uma compreensão clara a respeito dos mecanismos de geração, tamanho, volume de magma expelido e duração dos eventos de erupção (SELF et al., 2015). Como ocorre nas LIPs, é difícil estimar o volume total para as PCBs, devido ao processo de intemperismo e à presença de componentes intrusivos como diques e soleiras, além de concentrações de magmas máficos abaixo das placas tectônicas (*magmatic underplating*; ERNST, 2014).

Algumas ocorrências de PCBs são conhecidas e bem descritas na literatura, demonstradas na Figura 4, como por exemplo Columbia River nos Estados Unidos da América, Deccan Traps na Índia e Paraná-Etendeka, uma parcela no Brasil e outra na África.

Figura 4 – Os diferentes tipos de Grandes Províncias Ígneas do mundo, com suas idades especificadas. Neste mapa são representadas LIPs com idade até 320 Milhões de anos. CAMP- Província Magmática do Atlântico Central; OJP- Platô Ongtong- Java; HALIP-Grande Província ígnea do Antártico Norte; NAIP- Província Ígnea do Atlântico Norte; KCA- Kennedy-Connors-Auburn; RT-ST- Rajmahal Traps–Sylhet Traps; EUNWA—European, northwest Africa.



Fonte: traduzido de Self et al. (2015) e Bryan & Ferrari (2013).

Existem algumas discussões na literatura a respeito dos processos relacionados à geração dos magmas que fazem parte destes eventos, e sua possível relação com pontos quentes, e qual o mecanismo de condução destes líquidos para a superfície. Em várias LIPs paleozoicas, a erosão ao longo do tempo permitiu a exposição de diversos corpos intrusivos como diques, soleiras e até intrusões máficas e ultramáficas mais diferenciadas (ERNST, 2014). Segundo o autor supracitado, este sistema de intrusões, que também inclui *Magmatic Underplating*, transporta e distribui magmas de fontes mantélicas para a crosta e manto litosférico, expressando-se na superfície como derrames de lava. Dessa maneira, torna-se importante compreender o comportamento dos corpos intrusivos, afim de caracterizar de forma clara os mecanismos de condução magmática das grandes províncias ígneas, principalmente as PCBs, visto seu contexto geotectônico.

Uma importante característica destas formações são o comportamento geoquímico, destacando-se principalmente os elementos maiores e traço. Segundo Ernst (2014), em geral as LIPs exibem significativas variações em assinaturas geoquímicas de elementos maiores, traço e isótopos radiogênicos. Isso pode ser explicado, pela heterogeneidade de suas fontes mantélicas, ou devido a complexidade dos processos de diferenciação envolvidos na evolução dos magmas em LIPs continentais (ERNST, 2014).

Dessa forma, as PCBs apresentam comportamento geoquímico bem descrito em diversos trabalhos como Macdougall (1988), Zhang et al. (2008), Ernst (2014) e Self et al. (2015). Nota-se, majoritariamente, que as PCBs são composicionalmente e volumetricamente básicas, composta por sucessões homogêneas de basaltos toleíticos pobres em fenocristais, com uma menor quantidade de basaltos alcalinos, basaltos andesíticos, basaltos picríticos e basaltos com alto Al (ERNST, 2014). A maioria das PCBs possuem composições magmáticas resultado de processo de fracionamento de magmas picríticos (COX, 1980). Vale destacar que os componentes extrusivos das LIPs geralmente demonstram uma homogeneidade geoquímica, mesmo em extensões de centenas de quilômetros (HOOPER, 1997), sendo esta principalmente para elementos maiores, diferentemente dos elementos traço que apresentam significativas variações (ERNST, 2014).

Uma característica comum em PCBs é a presença de magmas-tipo. Esta feição é principalmente demarcada por concentrações de baixo-Ti e alto-Ti, geralmente indicando também uma divisão espacial, como verificado na Província do Paraná-Etendeka (ERNST, 2014). O caráter de baixo-Ti para magmas toleíticos é comumente interpretado como reflexo de contaminação crustal, ou por meio da interação com manto litosférico e/ou com a crosta continental (CARLSON, 1991; PEATE, 1997; EWART et al., 1998, 2004). Por outro lado, o caráter de baixo-Ti pode representar alto grau de fusão parcial do manto superior, ou fusões a profundidades mais rasas, segundo Arndt et al. (1993), Xu et al. (2004) e Ernst (2014).

Para o magma-tipo caracterizado por alto-Ti, comumente é demonstrada assinatura geoquímica e isotópica semelhante a OIBs (*Ocean Island Basalts*), diagnóstica de ambientes intraplaca. A presença de magma-tipo alto -Ti pode ser interpretada como uma fonte relativamente não contaminada do manto astenosférico ou um componente de pluma envolvido (ARNDT et al., 1993).

Destaca-se aqui a Província-Paraná Etendeka, composta majoritariamente por basaltos toleíticos, com presença subordinada de termos mais diferenciados como riodacitos e

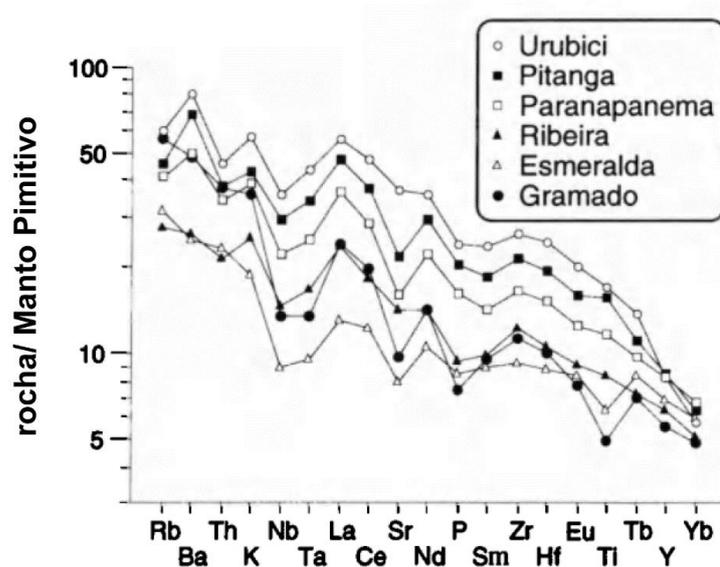
riolitos. As subdivisões com base nos critérios de alto-Ti e baixo-Ti (PEATE, 1997) é demonstrada na Tabela 1. Além disso, para esta província também observam-se as características anomalias negativas de Nb e Ta, para todos os magmas-tipo, sendo esta feição facilmente observada na Figura 5.

Tabela 1 – Principais características dos magmas-tipo de baixo-Ti e alto-Ti, com base em características da Província Magmática Paraná-Etendeka, como a distribuição de alguns elementos-traço, segundo Peate et al. (1992).

Magma Tipo	Características	TiO ₂	Ti/Y	Ti/Zr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i
Gramado	BTi/Y e Ti	0,7 – 1,9	< 310	< 60	0,7075-0,7167
Esmeralda	BTi/Y e Ti	1,1 – 2,3	< 310	> 60	0,7046-0,7086
Ribeira	ATi/Y e BTi	1,5 – 2,3	> 310	> 65	0,7055-0,7060
Paranapanema	ATi/Y e Ti	1,7 – 3,2	> 310	> 65	0,7055-0,7063
Pitanga	ATi/Y e Ti	> 2,9	> 350	> 60	0,7055-0,7060
Urubici	ATi/Y e Ti	> 3,3	> 500	> 57	0,7048-0,7065

Fonte: Peate et al. (1992), traduzido por Sarmento (2013).

Figura 5 – *Spidergrams* representando o comportamento dos elementos-traço dos magmas-tipo da Província Basáltica Paraná, normalizados em relação ao manto primitivo (SUN & McDONOUGH, 1989). Percebe-se inicialmente o enriquecimento em elemento incompatíveis como Ba, Th e K, com razões entre 100 e 10 vezes. Além disso, são observadas anomalias negativas de Nb, Ta e em menor magnitude anomalias negativas de Sr, P, características comumente verificada no comportamento geoquímico de PCBs, como supracitado.

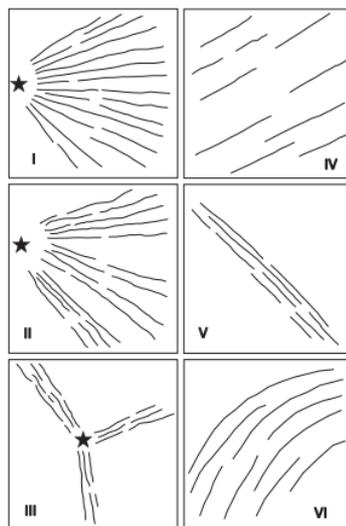


Fonte: traduzido de Peate (1997). Dados de Peate (1990) e Peate e Hanksworth (1996).

Um dos principais componentes dos sistemas alimentadores das LIPs, são os enxames de diques de doleritos (diabásios), que ocorrem com maior frequência em embasamentos cristalinos, diferentemente de soleiras que são observadas em maior frequência nas bacias sedimentares (ERNST, 2014). Estes corpos intrusivos tem no mínimo 300 km de comprimento (ERNST et al., 1995a), podendo atingir mais de 2000 km, apresentando-se em padrões geométricos lineares ou radiais, compostos por pequenos diques com largura entre 10 a 40 m (PARK et al., 1995; ERNST et al., 1995b).

Os padrões geométricos dos enxames de diques podem ser subdivididos em 6 categorias, como mostrado na Figura 6. Os diques das categorias I, II e III são essencialmente radiais a um ponto de referência, sendo este uma pluma mantélica ou o centro da tríplice junção de um rifte (MAY, 1971; BURKE & DEWEY, 1973; FAHRIG, 1987). Já os tipos IV e V são lineares. Contudo, alguns podem representar enxames de diques radiais, quando distantes de condutos principais ou como resultado do aproveitamento do campo de tensões durante a intrusão. Por fim, o tipo VI é mais especulativo que os anteriores, caracterizando-se como parcialmente ou completamente circunscrito a um centro magmático (ERNST, 2014).

Figura 6 – Padrões geométricos dos enxames de diques. As estrelas indicam o local de prováveis plumas mantélicas.



Fonte: Ernst (2014).

Portanto, as PCBs e mecanismos alimentadores desse tipo de magmatismo são estudados, objetivando sua melhor compreensão. Outro quesito que vale destacar é a importância dos enxames de diques como condutos magmáticos e sua expressão geométrica, fornecendo um indício dos processos tectônicos passados, visto o aproveitamento de

estruturas como condutos, além de poderem ser utilizados como instrumentos de estudo paleoestruturais, ajudando em alguns casos a reconstrução paleogeográfica.

5.3 Trabalhos anteriores aplicados

Ainda são escassos os trabalhos a respeito da geoquímica de rochas intrusivas relacionadas a anomalias magnéticas com direção NW no ESrg. Porém, alguns trabalhos do projeto “Investigação de Lineamentos Magnéticos no Rio Grande do Sul”, estudam em maior detalhe estas rochas intrusivas e as anomalias magnéticas relacionadas.

Dentre estes trabalhos, cita-se aqui Faé, Gregory & Guadagnin (2017), Tico & Gregory (2018), Macedo (2018), Gregory et al (2019) e Gregory & Guadagnin & Tico (2019), que discutem em maior detalhe a respeito das anomalias magnéticas e a petrografia das rochas associadas às mesmas. Porém, a abordagem com o viés geoquímico para estes alvos do estudo ainda é pouco conhecida na literatura, denotando ao projeto importante função na construção do conhecimento geológico.

6-Materiais e métodos

O presente trabalho utilizou os seguintes materiais e métodos:

- Revisão bibliográfica;
- Trabalhos de campo e aquisição de dados;
- Caracterização petrográfica;
- Litoquímica;
- Análise e interpretação dos dados.

6.1 Revisão Bibliográfica

Esta etapa consiste na busca por trabalhos acadêmicos, teses, dissertações, artigos e livros, que discutam a respeito do tema abordado, para assim possuir um embasamento teórico

atual com as principais linhas de pensamento. Dessa maneira, buscou-se trabalhos sobre a evolução geológica do ESrg, os mecanismos de geração de LIPs e PCBs, bem como suas principais características.

Além disso, o estudo a respeito destes temas e o estado atual da evolução do conhecimento destes subtemas da geologia permitem expandir o repertório para geração de interpretações com novas abordagens, bem como ajudar na caracterização do problema estudado de forma concisa. Obviamente, esta delimitação do objeto de estudo refere-se a uma problemática específica encontrada.

Neste caso, o estudo das características de geração e evolução de LIPs e PCBs, contribuem para a aplicação destes conceitos no Rio Grande do Sul, especificamente relacionando a PCB Paraná-Etendeka, buscando possíveis condutos alimentadores em áreas do ESrg e essa caracterização inicia com a busca de diques e soleiras associados a anomalias magnéticas, como abordagens similares realizadas em Ernst, Bulchan & Palmer (1995). Dessa maneira, é importante atualizar-se a respeito de novas definições de unidades geológicas, bem como a evolução do conhecimento geológico e técnicas, com o intuito de caracterizar e delimitar de forma concisa os elementos de estudo.

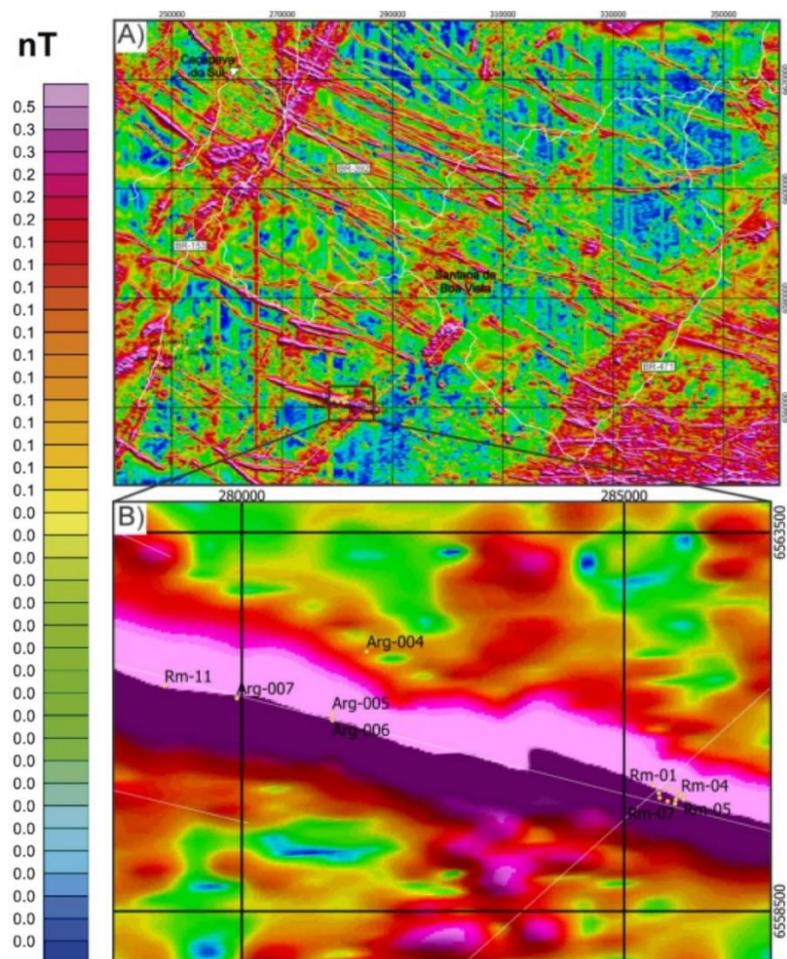
6.2 Trabalhos de campo e aquisição de dados

Os trabalhos de campo realizados fazem parte do projeto intitulado “Investigação de Lineamentos Magnéticos no Rio Grande do Sul” e o Trabalho de Conclusão de Curso da discente Ísis Moreira, do curso de geologia da Universidade Federal do Pampa. Durante esta etapa, visitou-se áreas alvos do Escudo Sul-rio-grandense delimitadas pelo projeto citado mencionado anteriormente, realizando a coleta de algumas amostras.

Para esta abordagem procurou-se identificar áreas alvo através dos seguintes critérios: anomalias magnéticas de direção NW, associadas a lineamentos estruturais, feições geomorfológicas que se distinguem do padrão esperado, conforme o litotipo do local estudado. Dessa maneira, busca-se ao realizar os trabalhos de campo, limitar as áreas visitadas a união destes critérios citados acima, esperando-se encontrar corpos ígneos intrusivos básicos que estejam sobrepostos as anomalias, como demonstrado na Figura 7. Cabe aqui ressaltar que esta metodologia foi utilizada também por trabalhos anteriores associados ao projeto.

Dentre estes cita-se, Faé, Gregory & Guadgnin, (2017), Gregory & Guadgnin (2017), Macedo, (2018), Gregory et al (2019) e Gregory & Guadgnin & Tico (2019).

Figura 7 – A) Mapa com amplitude de sinal analítico, com destaque para a área estudada por Macedo (2018). B) Área estudada por Macedo (2018) em detalhe, demonstrando dessa maneira um procedimento similar ao realizado neste trabalho durante as campanhas de campo.



Fonte: Gregory & Guadagnin (2017), modificado por Macedo (2018).

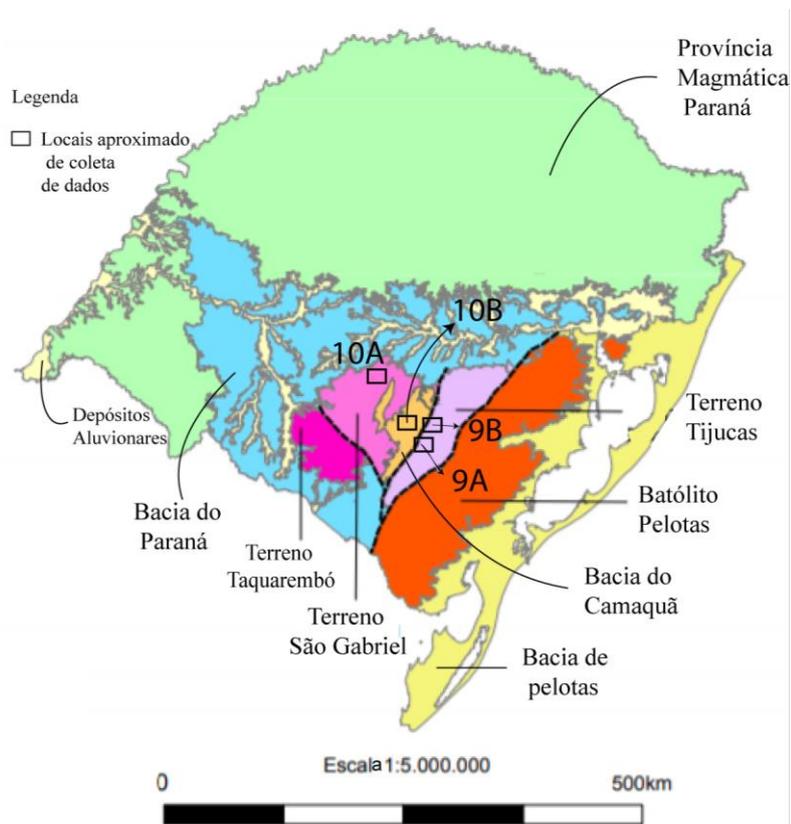
Foram visitadas 4 áreas-alvo escolhidas conforme metodologia supracitada para realização dos trabalhos de campo e coleta de amostras, conforme demonstrado na Figura 8 Figura 8, com a área aproximada de coleta, e Figura 9 (A e B) e Figura 10 (C e D), com detalhe maior as anomalias e unidades visitadas.

As amostras para o presente trabalho foram coletadas uma parcela durante o Trabalho de Conclusão de Curso da geóloga Roberta Adelina Machado de Macedo (MACEDO, 2018) e arquivadas, enquanto outra parte foi coletada durante as campanhas de campo do projeto e durante o trabalho de conclusão de curso da graduanda Ísis Moreira. Vale

destacar que durante o processo de amostragem cuidou-se para buscar sempre porções pouco intemperizadas, representando, desta maneira, composição magmática da rocha.

Uma parcela das amostras coletadas foi utilizada para a confecção de lâminas petrográficas, sendo inicialmente separadas e tratadas para a análise geoquímica para rocha total. Por último, as campanhas de campo foram realizadas com auxílio da Universidade Federal do Pampa, disponibilizando motoristas e veículo para transporte até os locais visitados. Além disso, a instituição também disponibilizou equipamentos de proteção individual, bem como ferramentas fundamentais para o exercício de atividades geológicas em campo, como bússola, marreta, talhadeira, mapas e contribuiu com a impressão de imagens de satélite de anomalias magnéticas.

Figura 8 – Áreas aproximadas de amostragem, representadas por 9A, 9B, 10A e 10B, em conjunto com os domínios tectônicos do Rio Grande do Sul.



Fonte: modificado de Wildner et al. (2008).

6.3 Caracterização petrográfica

Através das amostras coletadas nos campos vinculados ao projeto e Trabalhos de Conclusão de Curso, foram confeccionadas lâminas delgadas para análise petrográficas. A confecção das lâminas petrográficas ocorreu na UNIPAMPA, campus Caçapava do Sul, no Laboratório de Mineralogia e Petrologia, realizadas pelo Técnico Lenon Melo Ilha. Objetivava-se através da análise à classificação e análise dos minerais e texturas encontradas nas rochas. Vale destacar que, tem-se como alvo estabelecer uma relação da mineralogia com a composição geoquímica, considerando sempre o contexto geológico destas rochas em campo, para o entendimento destes objetos de estudo de maneira concisa e eficaz.

As análises foram realizadas utilizando técnicas de descrições petrográficas usuais, considerando composição mineralógica, características de cada mineral encontrado, textura e demais atributos como: disposição dos minerais, microestruturas, estado de alteração e feições de reabsorção. Para isso, utilizou-se o microscópio ótico da marca Zeiss®, modelo Axio Lab AI, no Laboratório de Microscopia da UNIPAMPA, campus Caçapava do Sul. Estimou-se a composição mineralógica, através de porcentagens por meio de estimativa visual das lâminas delgadas, para realizar a classificação petrográfica, conforme os diagramas propostos por Streckeisen (1967).

6.4 Litoquímica

Para as análises geoquímicas, inicialmente realizou-se o processo de preparação inicial das amostras no Laboratório de Mineralogia e Petrologia do campus Caçapava do Sul. Esta etapa consistiu na redução do volume de amostras, retirando as porções oxidadas e alteradas pela ação do intemperismo, lavando-as para retirada de impurezas que permaneceram na superfície como partículas microscópicas e utilizando a estufa para secagem, controlando a temperatura na faixa de 50°C. Posteriormente, as amostras foram pesadas, embaladas e enviadas no dia 16/07/2019 com destino a Vespasiano-MG, para os laboratórios da empresa SGS/GEOSOL, no qual os ensaios foram realizados. Os resultados das análises foram recebidos no dia 17/09/2019, por meio de correspondência eletrônica.

Figura 11 – Demonstração dos processos de tratamento inicial das amostras no Laboratório de Mineralogia e Petrologia da Unipampa, campus Caçapava do Sul. A) Diminuição do volume das amostras e retirada das porções intempéricas. B) Limpeza de impurezas microscópicas das amostras. C) Exemplo do modelo de embalagem das amostras e preparadas para o envio.



Fonte: autor.

No total, foram enviadas 13 amostras, sendo estas, ARG-001A, ARG002B, ARG-003A, ARG-005A, ARG-006A, ARG-007A, ARG-041A, ARG-042A, ARG-043A, RM-04A, RM-11A, IM-13A e IM-20A- que foram submetidas aos ensaios buscando a obtenção dos elementos químicos maiores, traço e ETRs que as compõe. As amostras enviadas ao laboratório foram submetidas, inicialmente, à pulverização, redução da granulometria e posteriormente análise multielementar e dos elementos terras raras pelo espectrômetro de massa, através dos métodos de espectrometria de emissão atômica com fonte de plasma indutivamente acoplado, sendo estes ICP-MS (*Inductively coupled plasma mass spectrometry*) e para os elementos-traço ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry*).

6.5 Análise e interpretação de dados

Os dados obtidos foram analisados no *software* GCDkit 4.1 (JANOUSEK, FARROW, & ERBAN, 2006), utilizando diagramas consagrados pela literatura, como TAS (GOX, BELL, & PANKHURST, 1979), AFM (IRVINE & BARAGAR, 1971), K_2O vs SiO_2 (Le Maitre, 2002), Al-Fe+Ti-Mg (JENSEN, 1976), FeO_t/MgO (MIYASHIRO, 1974), A/(NK) vs A/(CNK) (MANIAR & PICCOLI, 1989), Pearce et al. (1984) e *spidergrams*. Além disso,

os dados serão também analisados à luz de trabalhos consagrados, através de comparações com amostras coletadas em ambientes já caracterizados previamente. Portanto, através da integração dos dados geoquímicos com as análises petrográficas, objetiva-se construir um cenário coeso e conciso para a interpretação e análise dos dados.

7. Resultados e discussões

Neste tópico serão abordados os resultados a respeito das análises petrográficas e análises químicas. Além disso, será realizada a integração destes resultados, buscando agrupar as ferramentas utilizadas neste estudo com os dados obtidos e ocorrências já estudadas na literatura, bem como exemplos bem conhecidos e documentados em estudos científicos.

7.1 Petrografia

As características petrográficas e composições mineralógicas deste conjunto amostral apresentam padrões comumente observados nas análises. No entanto, cada amostra representa uma importante parcela desta conjectura, exceto pela amostra IM-13A, que exhibe diferentes feições, que serão discutidas posteriormente neste capítulo.

As rochas analisadas são holocristalinas, inequigranulares, faneríticas fina à média (ARG-001A; ARG-002B; ARG-003A; ARG-005A; ARG-006A; ARG-007A; RM-04A; RM-11A e IM-20A) e média a grossa (ARG-041A; ARG-042A; ARG-043A). A amostra IM-13-A possui matriz afanítica com fenocristais de plagioclásio. Vale destacar que, mesmo com diferentes padrões texturais, a composição mineralógica, deste conjunto de amostras é piroxênio, plagioclásio, olivina e minerais opacos. Dessa maneira, observa-se que todas estas rochas pertencem ao grupo das rochas máficas.

O plagioclásio ($An > 50$), é o mineral mais abundante nestas rochas, medindo entre 1.6mm e 0.8mm, cristais euédricos, com o desenvolvimento das características maclas polissintéticas bem demarcadas, em alguns casos apresentando zonação bem definida, como visto nas lâminas ARG-001A e ARG-003 e muitas vezes estava incluso no piroxênio, variando entre totalmente e parcialmente, caracterizando assim uma textura ofítica e subordinadamente subofítica, principalmente evidenciada nas amostras RM-04 e ARG-005A.

Os cristais de piroxênio apresentam-se subédricos a euédricos, apresentando um leve pleocroísmo para roxo claro, relevo moderado e clivagem moderadamente definida. À luz polarizada, observa-se diferentes cores de interferência, muitas vezes variando de bege claro ao roxo de 2ª ordem. Destaca-se a presença de grandes cristais, por vezes maiores que 2mm e alguns destes estão maclados, diagnosticando a presença de augita e em menor quantidade, cristais de piroxênio com faixas de cores diferentes, semelhante a uma macla polissindética, feição comum do diopsídio, diagnosticando-o. Por fim, alguns cristais de piroxênio apresentam associações com minerais opacos, presentes nas bordas dos cristais comumente, pequenos e possivelmente relacionados a geração de minerais secundários, produtos da ação intempérica, também são observados em algumas amostras.

Os cristais de olivina apresentam-se euédricos, comumente alterados e fraturados e geralmente medindo cerca de 0,4 mm. Além disso, os cristais apresentam alterações em grande parte das amostras, inclusive sendo totalmente consumido em algumas, como observado nas amostras ARG-001A e ARG-002B. O produto destas alterações são minerais de coloração marrom, levemente avermelhada, com hábito fibroso e muitas vezes extinção ondulante, dessa maneira sugerindo que estes cristais de olivina estejam alterando para iddingsita e clorita, sendo a primeira com maior frequência.

Os minerais opacos, por sua vez, apresentam-se subédricos a euédricos e geralmente possuem inclusões de minerais bem pequenos que em alguns casos, por características petrográficas, sugerem ser badeleíta, como é o caso das amostras RM-11A e ARG-007A. Além disso, alguns minerais secundários opacos bem pequenos são gerados na borda de cristais de piroxênio e olivina (Figura 13 D).

Inicialmente, a respeito das análises, importantes características petrográficas devem ser consideradas como textura e tamanho dos cristais das amostras apresentadas. Dessa maneira, como observado anteriormente no trabalho de Macedo (2018), destaca-se a existência de uma variação no tamanho dos cristais ao longo do corpo hipabissal, sendo feita esta relação textural, considerando em que parte do dique as amostras foram coletadas. Para o presente trabalho, também para as amostras ARG-005A, ARG-006A e ARG-007A, observa-se cristais maiores, apresentando uma textura fanerítica média, pois situam-se próximos a parte central do corpo intrusivo, dessa maneira criando um cenário mais favorável a cristalização em maior temperatura por um maior período de tempo, possibilitando assim o crescimento dos cristais. Além disso, nota-se nas amostras ARG-005A, ARG-006A, ARG-007A, RM-04A e RM-11A, a presença de textura ofítica e subofítica (Figura 13 C).

Por outro lado, as amostras RM-04A, RM-11A e IM-20 A, que se situam na borda dos diques, são caracterizadas por uma textura mais próxima a fanerítica fina. Sugere-se que esta diferenciação seja referente a contraste térmico com as rochas encaixantes dessa maneira não permitindo a temperatura necessária para o crescimento dos cristais e geração de uma assembleia mineral, bem desenvolvida como observado nas lâminas ARG-041A, ARG-042A e ARG-043A.

Diferentemente de todas as amostras acima, apesar de possuir uma composição mineralógica similar, é difícil estabelecer esta relação para as amostras IM-20 e IM-13, devido à dificuldade de identificação dos limites dos corpos intrusivos no campo. Dessa maneira, não possuindo uma amostra representativa de cada parcela do corpo (borda e centro), dificultado a identificação dos possíveis diferentes estágios de cristalização, como pode ser observado pela Figura 12.

Figura 12 – Demonstração do dique encontrado em campo com os limites vistos e inferidos. Nota-se a dificuldade de identificação dos limites dos diques, devido a presença de muita vegetação e um perfil de solo desenvolvido.

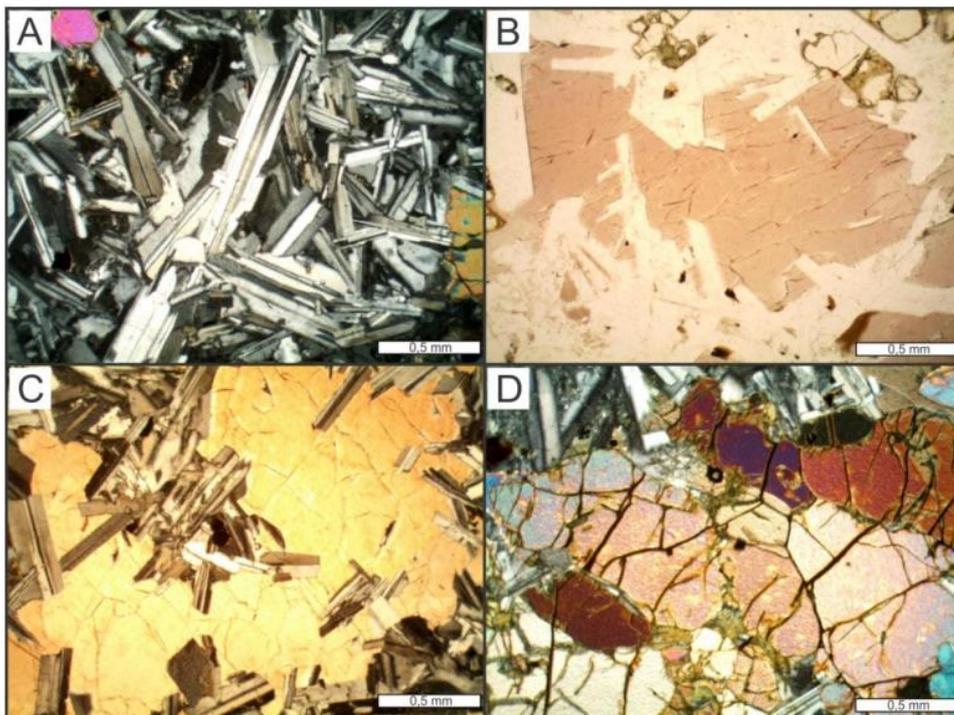


Fonte: autor.

Entretanto, para a amostra IM-13A, que apresenta composição mineralógica similar ao conjunto amostral e feições texturais diferentes, como citado anteriormente. Ao analisar a lâmina, nota-se que esta amostra denota duas fases de cristalização, sendo a primeira demonstrada pela formação de fenocristais de plagioclásio, euédricos, com alguns zonados e comumente medindo 2mm. A segunda fase caracteriza-se por uma cristalização rápida em algum momento, evidenciado por pequenos cristais de plagioclásio e piroxênio na matriz,

denotando a textura afanítica. Dessa maneira, considerando as características petrográficas, é possível pensar que esta rocha passou por uma grande mudança de temperatura rapidamente, explicada por um possível contato com uma rocha encaixante fria, durante sua colocação como corpo hipabissal. Portanto, sugere-se que esta amostra se localize possivelmente próximo à borda de corpo hipabissal e foi submetida a diferentes condições de cristalização, diferentemente das amostras discutidas anteriormente.

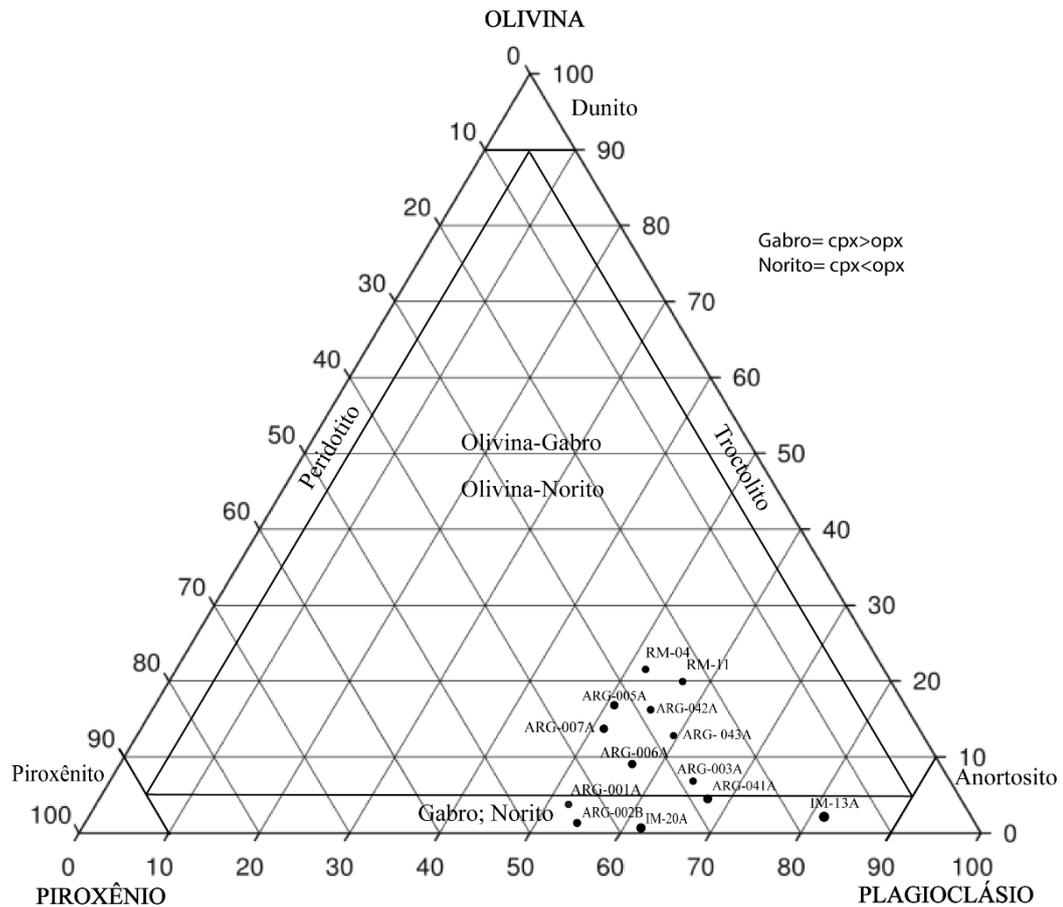
Figura 13 – Demonstração da petrografia e mineralogia de algumas amostras. A) Plagioclásios observados à nicóis cruzados, com destaque a sua característica macla polissindética. B) piroxênio observado a nicóis descruzados, demonstrando leve pleocroísmo para roxo. C) Cristais de piroxênio inclusos totalmente e parcialmente em cristais de plagioclásios, caracterizando texturas sub-ofítica e ofítica. D) Cristais de olivina, apresentando faturamento característico.



Fonte: modificado de Macedo (2018).

Dessa maneira, a maioria das amostras apresenta uma composição mineralógica similar, denotando condições de cristalização (aqui leem-se: temperatura e pressão) similares, com pequena variação nos aspectos texturais, estes relacionados ao contato da rocha encaixante com o corpo intrusivo ou diferentes pulsos do magmatismo. Portanto, ao plotar-se as composições destas rochas no diagrama de Streckeisen (1967) para rochas básicas, tem-se que as amostras são classificadas como gabros e olivina-gabros, conforme demonstrado na Figura 14.

Figura 14 – Diagrama de Streckeisen (1967) para rochas básicas, com a classificação das amostras.



Fonte: modificado de Streckeisen (1967).

Entretanto, como descrito ao longo do trabalho, as rochas plotadas acima são corpos hipabissais. Dessa maneira, a nomenclatura de rochas plutônicas para a sua denominação não é totalmente apropriada. Portanto, como adotado na literatura internacional, tomando-se como referência principalmente Ernst (2014), denominar-se-a as rochas estudadas de doleritos.

7.2 Caracterização Geoquímica

Para a caracterização geoquímica foram utilizadas 13 amostras (Tabela 2) e todos os dados e gráficos foram confeccionados no *software* GCDkit 4.1 (JANOUSEK, FARROW, & ERBAN, 2006). Para a representação inicial das amostras, escolheu-se adotar diferentes símbolos para grupos específicos, escolhidos com base na localização de coleta e característica de campo e posteriormente agrupadas devido a similaridade geoquímica.

Tabela 2 – Dados geoquímicos para o conjunto amostral, com os elementos maiores (%) e traços (ppm).

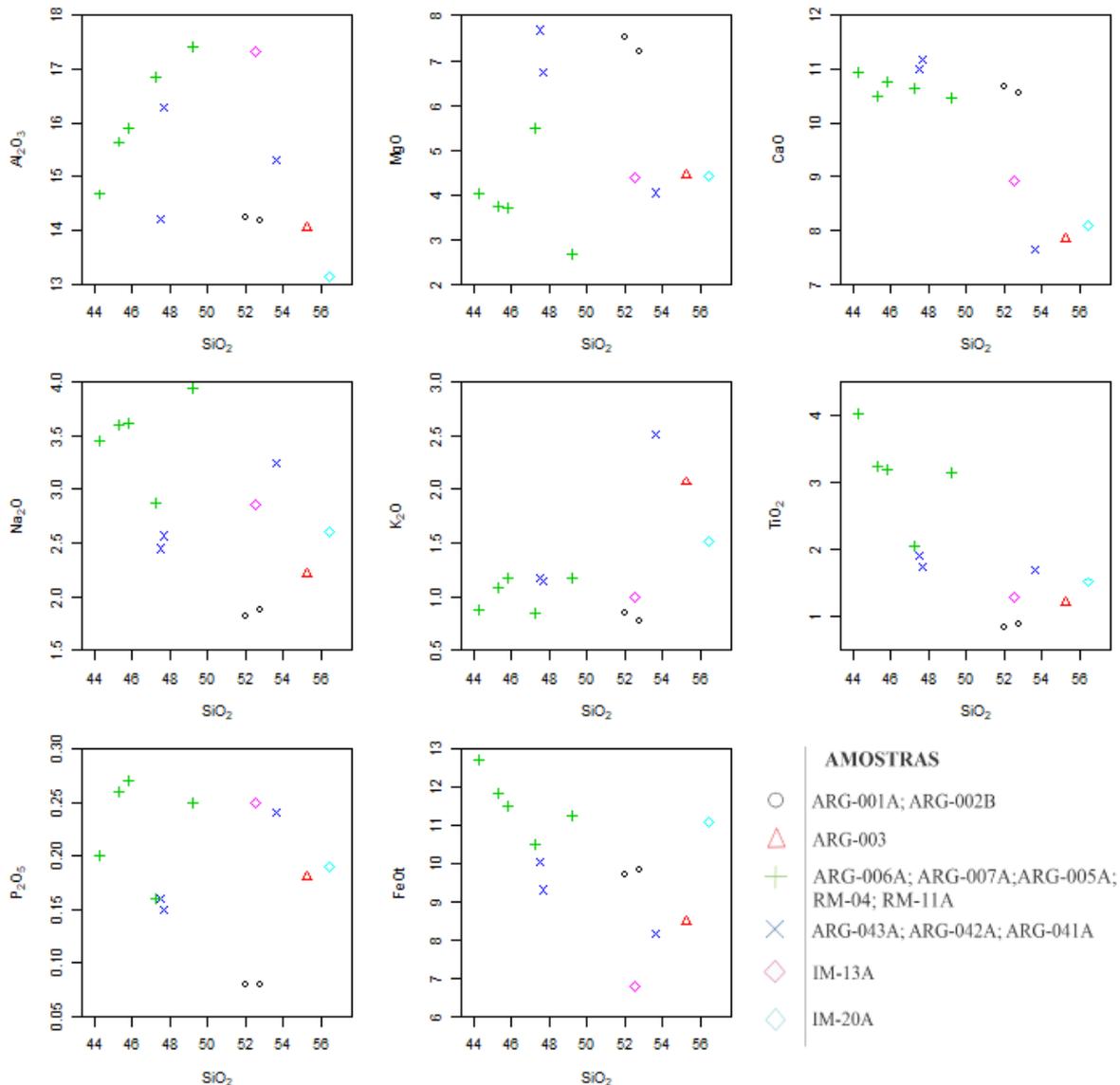
Amostras	ARG-001A	ARG-002B	ARG-003A	ARG-005A	ARG-006A	ARG-007A	ARG-041A	ARG-042A	ARG-043A	RM-04A	RM-11A	IM-13A	IM-20A
SiO ₂	52.04	52.83	55.23	45.8	44.31	45.29	53.65	47.69	47.51	47.24	49.23	52.56	56.46
Al ₂ O ₃	14.23	14.17	14.04	15.91	14.67	15.65	15.3	16.28	14.22	16.85	17.42	17.32	13.13
Fe ₂ O ₃ T	10.79	10.94	9.45	12.76	14.12	13.16	9.08	10.35	11.16	11.65	12.49	7.54	12.33
MnO	0.19	0.19	0.11	0.19	0.19	0.19	0.16	0.16	0.17	0.16	0.17	0.12	0.2
MgO	7.51	7.21	4.44	3.69	4.01	3.72	4.04	6.74	7.68	5.49	2.68	4.38	4.43
CaO	10.69	10.56	7.84	10.77	10.95	10.49	7.64	11.19	11	10.66	10.47	8.93	8.08
Na ₂ O	1.82	1.87	2.21	3.61	3.46	3.6	3.25	2.57	2.45	2.87	3.95	2.86	2.6
K ₂ O	0.85	0.78	2.07	1.17	0.88	1.09	2.51	1.14	1.18	0.85	1.17	1	1.51
TiO ₂	0.84	0.88	1.21	3.19	4.02	3.25	1.7	1.75	1.92	2.06	3.15	1.3	1.52
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.18	0.27	0.2	0.26	0.24	0.15	0.16	0.16	0.25	0.25	0.19
LOI	0.28	-0.07	0.59	1.43	1.45	0.57	0.5	-0.08	-0.14	0.19	1.05	4.2	0.38
Total	99.32	99.44	97.37	98.79	98.26	97.27	98.07	97.94	97.31	98.18	102.03	100.46	100.83
V	208	217	185	393	468	345	192	207	243	275	339	108	335
Ba	169	167	424	263	226	273	647	302	319	231	283	514	396
Sr	176	170	188	501	499	414	348	434	383	380	401	714	223
Y	24.43	18.71	29.56	38.09	33.43	38.4	33.88	16.2	18.09	30.97	44.96	26.87	37.11
Zr	81	85	189	190	162	197	174	96	103	144	197	161	182
Cr	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0.03	0.04	0.02	<0,01	0.02	<0,01
Co	54.2	53.5	38.1	38.1	44.2	40.1	31.6	48.2	53.5	40.4	30.7	28.6	38.3
Ni	107	96	81	42	48	47	63	104	117	104	36	74	40
Cu	106	123	84	145	155	156	82	86	90	90	146	39	135
Zn	78	74	95	104	102	100	70	74	77	86	99	68	108
Ga	17.7	18.7	20.8	23.1	23.2	23.1	22.7	20.4	19.7	19.7	23.6	18.2	21.4
Rb	25.2	24.2	69	25.8	20.4	23.9	75.5	14.4	15.1	18	29	12.5	56.4
Nb	4.83	4.43	12.31	20.34	18.25	21	17.06	11.74	13.08	16.51	27.44	6.96	17.09
Mo	2	2	3	3	3	3	3	3	4	4	4	3	3
Sn	0.8	0.9	0.9	1.3	2.4	1.5	1.7	1.2	1.1	1.3	1.9	1.5	1.7
Cs	0.69	0.59	0.7	4.51	5.41	0.96	1.73	0.38	0.27	1.05	0.54	0.48	1.59
La	10.8	12.3	31.1	19.5	15	20.2	33.9	14.4	15.8	17.2	22.9	26.1	29
Ce	21	22.6	61.8	40	32.7	41.4	60.2	28.6	31.1	31.5	42.8	46	51
Pr	2.77	2.87	7.55	5.5	4.58	5.75	7.89	3.72	4.08	4.42	6	6.03	6.32
Nd	12.1	12.6	29.8	25.3	21.8	26.5	31.6	16.5	18.3	19.8	27.7	25	26.6
Sm	3	3.2	6.3	6.4	6.1	6.9	6.5	3.6	4.2	4.9	7	5.2	5.8
Eu	0.92	1.03	1.57	2.3	2.15	2.31	2.01	1.36	1.44	1.7	2.46	1.83	1.74
Gd	3.71	3.7	6.25	7.79	6.71	7.49	7.05	3.7	4.03	5.62	8.19	5.46	6.68
Tb	0.58	0.55	0.91	1.17	1.09	1.25	1.06	0.57	0.61	0.93	1.3	0.83	1.04
Dy	3.67	3.49	5.49	7.41	6.32	7.54	5.98	3.37	3.61	5.89	8.4	5	6.6
Ho	0.82	0.72	1.12	1.44	1.31	1.49	1.23	0.65	0.71	1.14	1.68	0.96	1.33
Er	2.21	2.13	3.25	4.31	3.86	4.38	3.6	1.78	2.18	3.49	4.77	2.76	3.92
Tm	0.32	0.29	0.45	0.63	0.52	0.62	0.49	0.26	0.25	0.47	0.69	0.38	0.56
Yb	2	1.9	3	3.7	3.3	3.9	3.2	1.6	1.7	3.1	4.5	2.5	3.6
Lu	0.31	0.28	0.44	0.55	0.48	0.57	0.47	0.23	0.26	0.49	0.67	0.39	0.55
Hf	1.98	2.12	4.95	4.92	4.44	5.11	4.53	2.53	2.63	4.28	5.9	4.36	5.33
Ta	<0,05	<0,05	<0,05	0.72	0.57	0.69	0.36	<0,05	0.07	0.48	1.04	<0,05	0.16
W	<0,1	5.7	0.7	1.4	<0,1	<0,1	0.2	<0,1	<0,1	2.2	1.1	1.9	1.1
Tl	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Th	2.9	2.9	7.6	2.5	1.8	2.1	4.4	1.2	1.1	2	2.7	1.5	6.7
U	0.57	0.6	1	0.45	0.38	0.52	1.13	0.25	0.27	0.51	0.67	0.43	1.63

Fonte: autor.

Inicialmente, ao analisar-se os diagramas binários dos elementos maiores em relação à sílica, como demonstrado na Figura 15, percebe-se que para alguns elementos existem correlações positivas, como é verificado de forma mais definida para o Al_2O_3 , diferentemente do K_2O , que claramente não constitui uma correlação concisa entre o conjunto amostral, enquanto que outros apresentam correlações negativas como verificado para o CaO , TiO_2 e FeO_t . Além disso, nota-se ainda que alguns óxidos apresentam uma maior dispersão, (vide MgO e P_2O_5), dessa forma dificultando o estabelecimento de correlações.

Ao analisar-se os gráficos binários, fica evidente que as rochas mais ricas em sílica apresentam em sua maioria maior conteúdo de álcalis, como visto pela correlação positiva do K_2O e no Al_2O_3 . Este fato sugere um *trend* composicional, gerado por um processo de cristalização fracionada, mesmo que este não seja claramente desenvolvido a ponto de demonstrar os termos ácidos desta rocha. Corroborando com esta ideia, verifica-se a correlação negativa para o CaO , TiO_2 e FeO_t , que demonstra o empobrecimento destes elementos para termos com maior conteúdo de sílica. Portanto, sugere-se a ocorrência de um processo de diferenciação, possivelmente cristalização fracionada, processo este relacionado ao piroxênio e plagioclásio, que através da análise petrográficas percebe-se as suas diferentes fases minerais, caracterizada pelos cristais de dipsídio e augita.

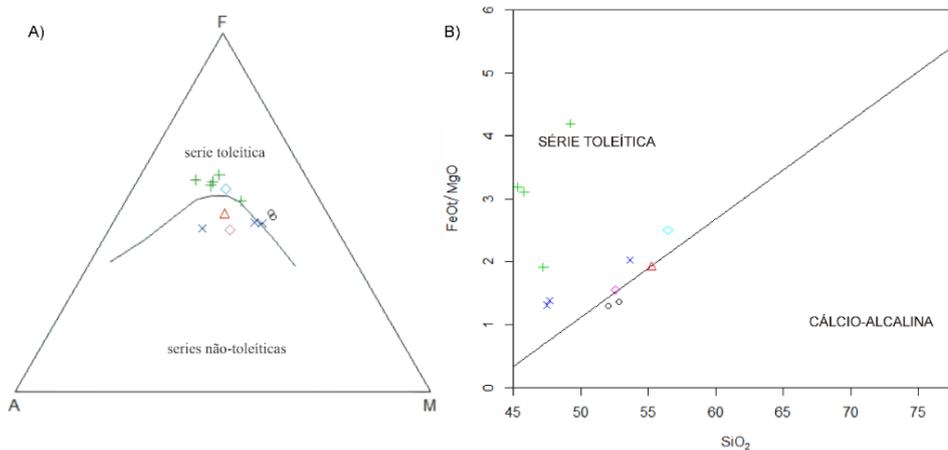
Figura 15 – Diagrama de variação para os elementos maiores (%) vs Sílica (%). Nos diagramas abaixo, percebe-se a correlação positiva do Al_2O_3 e K_2O em relação à sílica, enquanto a correlação negativa para CaO , FeO .



Fonte: autor.

As rochas analisadas, quando plotadas no diagrama TAS (total álcalis vs sílica; figura 16), para rochas plutônicas (COX, BELL, & PANKHURST, 1979), variam entre termos ultrabásicos a intermediários, classificados como gabros e, de forma subordinada, dioritos. Nota-se que estas rochas são classificadas variando entre alcalina e subalcalina, sendo as amostras ultrabásicas a básicas plotadas no campo das rochas alcalinas, enquanto os termos mais diferenciados situam-se no campo das rochas subalcalinas. Esta divisão é evidenciada principalmente pela linha azul que delimita os dois campos, localizada na porção inferior do gráfico. Além disso, estas rochas apresentam uma uniformidade para a composição

Figura 17 – Diagramas AFM (IRVINE & BARAGAR, 1971) e Diagrama $\text{SiO}_2\text{FeO}_t/\text{MgO}$ (MIYASHIRO, 1974) demonstrando a classificação destas rochas (símbolos como na Figura 11). A) Diagrama AFM (IRVINE & BARAGAR, 1971) que demonstra, majoritariamente, afinidade toleítica das rochas, com uma porção das amostras demonstrando uma tendência cálcio-alcálica. B) Diagrama $\text{SiO}_2\text{FeO}_t/\text{MgO}$ (MIYASHIRO, 1974) no qual observa-se o caráter toleítico das amostras, com uma certa dificuldade de separação devido à tendência cálcio-alcálica.

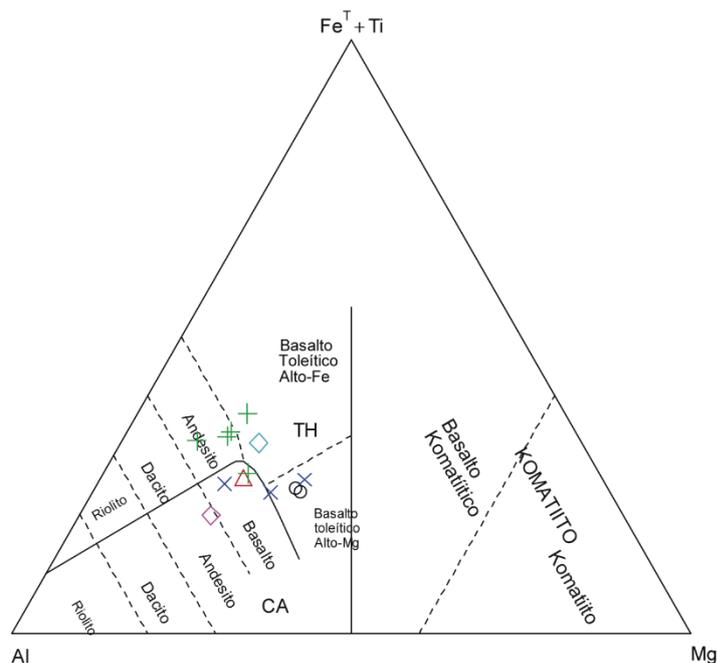


Fonte: autor.

Porém, as amostras plotadas no diagrama de Jensen (1976) demonstram um caráter toleítico bem definido, como observado na

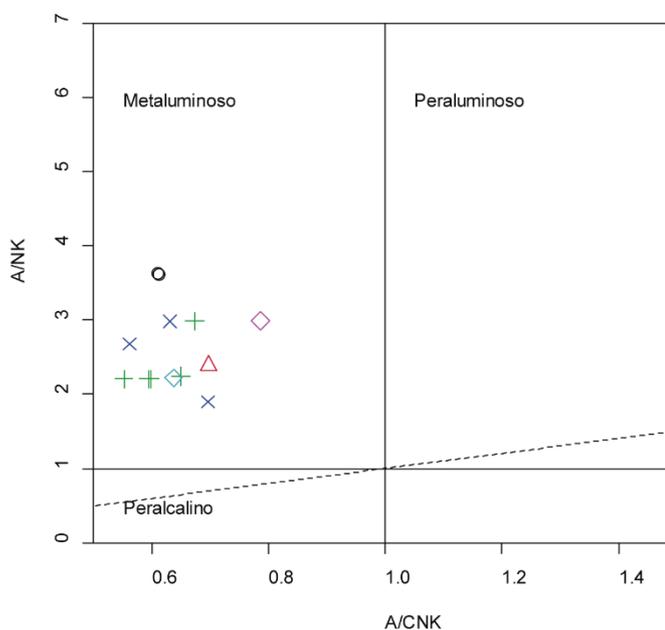
Figura 18. Além disso, ao analisar-se as amostras no diagrama de Shand (1943), como demonstrado na Figura 19, percebe-se um caráter metaluminoso para estas rochas.

Figura 18 – Diagrama de Jensen (1976) ilustrando o caráter toleítico das amostras, com a maior parte destas plotando no campo dos basaltos toleíticos de alto-Fe e alto-Mg (símbolos como na Figura 11).



Fonte: autor, utilizando o software GCDkit 4.1 (JANOUSEK, FARROW, & ERBAN, 2006).

Figura 19 – Amostras plotadas no diagrama de Shand (1943). Percebe-se claramente o caráter metaluminoso das amostras, indicando uma maior razão de A/NK, em relação a A/CNK. $A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ (mol. %) vs $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ (símbolos como na Figura 11).



Fonte: autor.

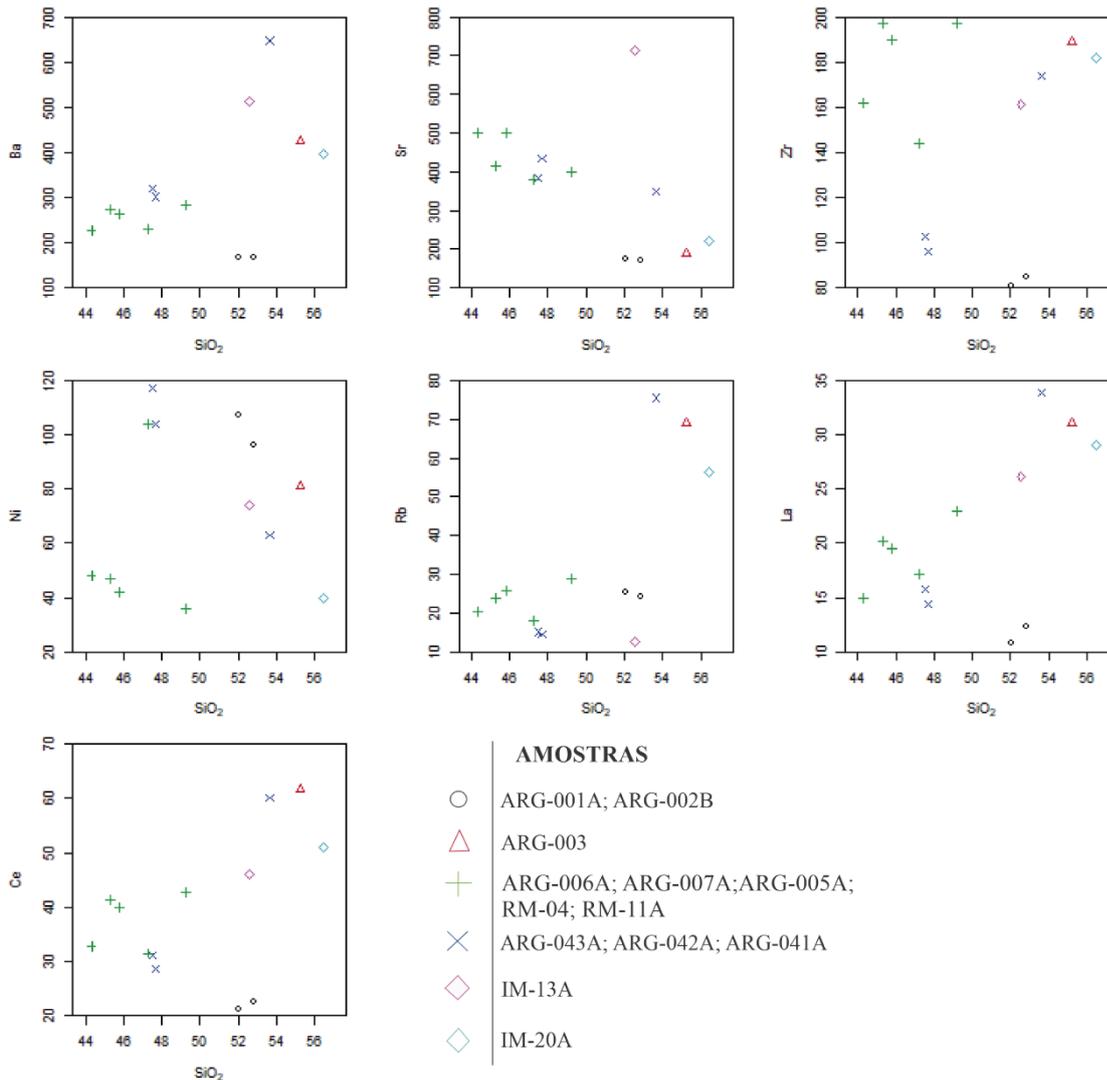
Os diagramas de variação de elementos-traço (ppm) em relação a SiO_2 (%), para as amostras estudadas apresentam correlações positivas para Ba, Ce e La, negativa para Sr. Além disso, verifica-se uma maior dispersão dos dados para os elementos Ni, Rb e Zr, dificultando o estabelecimento de correlações, como pode ser observado na Figura 20.

Observa-se através dos diagramas que as correlações positivas denotam um aumento na concentração dos elementos Ba, Ce e La à medida que rochas se tornam mais ricas em sílica. Isto indica que, ao longo do processo de diferenciação magmática, estes elementos aumentaram sua concentração no magma, sendo este acréscimo explicado devido ao caráter incompatível destes elementos. Destaca-se entre estas correlações principalmente o La e Ce, pelo caráter incompatível bem definido, visto claramente através do aumento gradual entre a sílica e estes elementos analisados, diferentemente do Ba.

Por outro lado, tem-se a correlação negativa entre Sr vs SiO_2 , demonstrada através do *trend* bem demarcado, na Figura 20. Diferentemente dos elementos analisados anteriormente, o Sr apresenta maiores concentrações para os termos menos diferenciados, sendo este

comportamento explicado pelo caráter geoquímico compatível deste elemento. Além disso, a diminuição da concentração de Sr em termos mais ácidos corrobora para a explicação do processo de diferenciação magmática destas rochas, indicando fracionamento de plagioclásio.

Figura 20 – Diagrama de variação dos elementos-traços Ba, Sr, Zr, Ni, Rb, La, Ce (ppm) em relação a SiO₂. Destaca-se as correlações positivas de Ba, La e Ce e negativa para o Sr (símbolos como na Figura 11).



Fonte: autor.

É reconhecida a importância dos elementos-traços como indicadores de processos magmáticos e uma forma de análise comumente utilizada são os *spidergrams*. Para as amostras do presente estudo, quando normalizadas pelo condrito (THOMPSON, 1982), percebe-se um enriquecimento em razões de 10 a 100 vezes, sendo este verificado principalmente para os elementos de grande raio iônico (LILE) e ETRs leves. Além disso,

nota-se anomalias negativas de Nb, Ta e P bem definidas, destacando-se principalmente o Ta, como observado na Figura 21A.

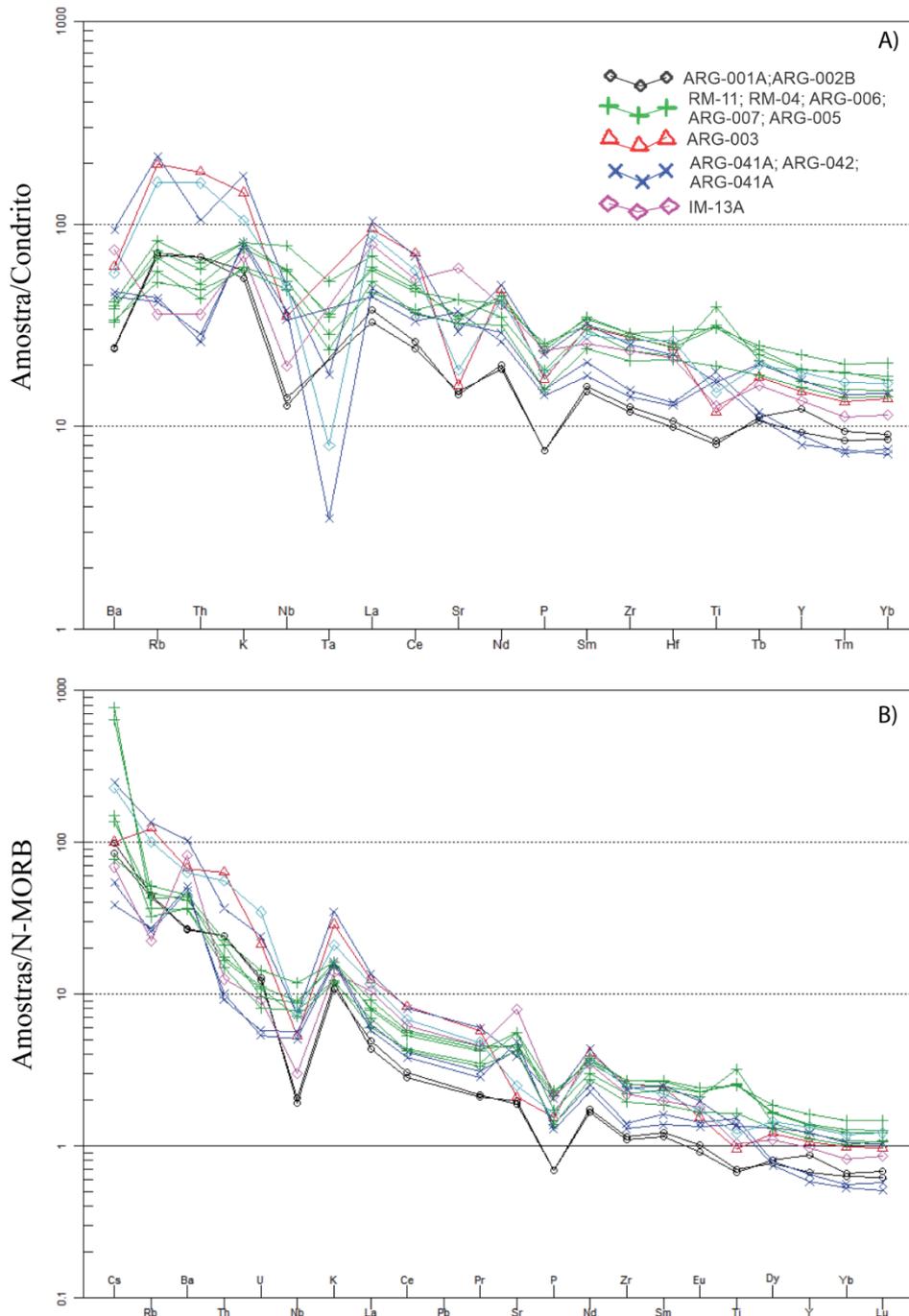
Quando normalizadas pelo N-MORB (SUN & McDONOUGH, 1989), nota-se o enriquecimento em razões de 10 a 1000, sendo este principalmente para os ETRs leves e LILEs. Além disso, observam-se anomalias negativas de Nb e P bem demarcadas, como visto anteriormente com as amostras normalizadas para o condrito (THOMPSON, 1982), bem como anomalias positivas com menor magnitude de K, Sr e Nd, como demonstrado na Figura 21B.

Além disso, ao normalizar-se o conjunto amostral por OIB (Figura 22), percebe-se majoritariamente um empobrecimento em razões variando entre 0,1-10, sendo os valores acima de 1 observados principalmente para os LILEs e incompatíveis. Observam-se também anomalias negativas de Nb e P, sendo a primeira bem demarcada, e uma anomalia positiva de K, como foi observado em *spidergrams* anteriormente apresentados neste trabalho.

Dessa forma, a análise dos elementos-traço demonstra uma assinatura geoquímica similar à fonte geradora dos OIB, evidenciado principalmente por razões próximas a 1. Esta assinatura geoquímica é característica de ambientes intraplaca, sendo comumente verificada também em magmas de alto-Ti encontrados em PCBs (ERNST, 2014), podendo ser interpretada como uma quantidade relativa e significativa de um componente não contaminado de manto astenosférico ou pluma magmática (ARNDT et al., 1993; ZHAO et al., 1994; EWART et al., 1998, 2004).

Além disso, destacam-se as anomalias negativas bem definidas de Ta, Nb e P, sendo esta, uma característica comum em diversas LIPs continentais e oceânicas (ERNST, 2014). Estas anomalias, segundo o autor supracitado, podem representar uma evidência da interação entre o manto litosférico modificado por processos subducção anteriores ao magmatismo de grandes províncias ígneas.

Figura 21 – *Spidergrams* para as rochas estudadas, destacando-se o enriquecimento em LILEs. **A)** Amostras normalizadas para condrito, demonstrando principalmente as anomalias negativas de Nb, Ta e P. **B)** Amostras normalizadas para N-MORB, destacando-se as anomalias negativas de Nb e P (símbolos como na Figura 11).

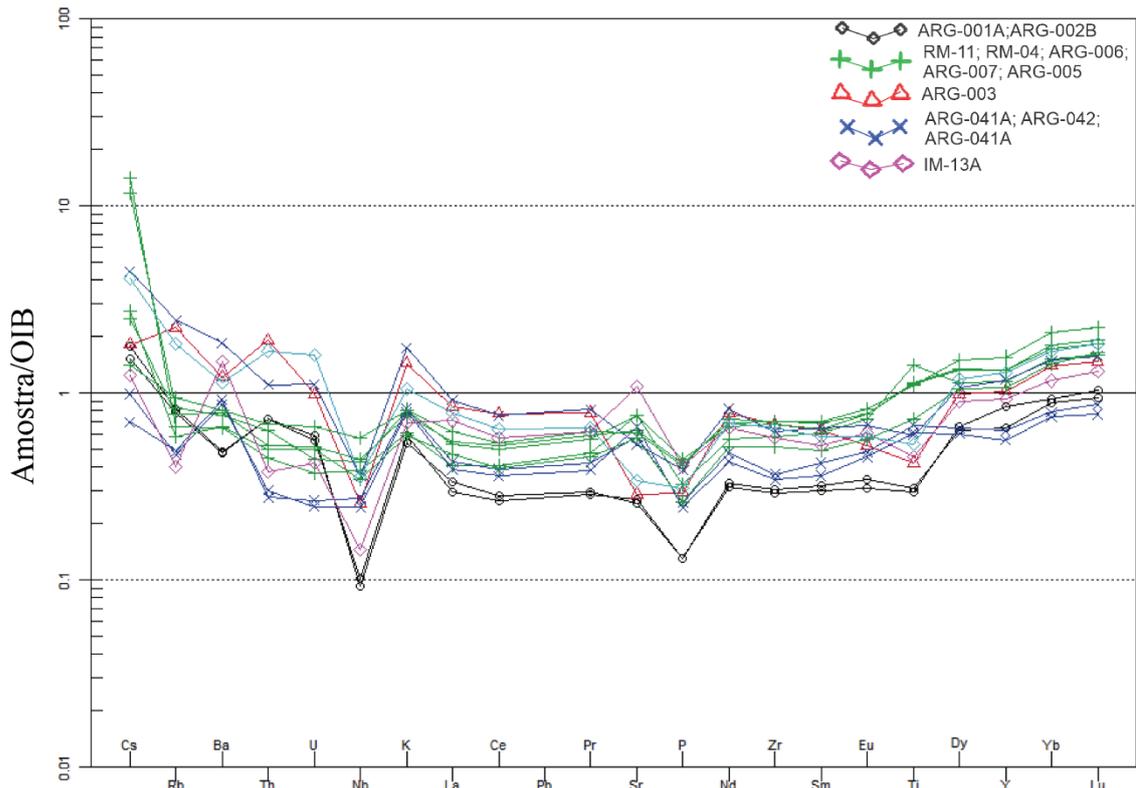


Fonte: autor.

Ao analisar-se o conjunto amostral plotado no diagrama para discriminação de ambientes geotectônico de rochas basálticas de Meschede (1986), as amostras são plotadas em três campos principais, como demonstrado na Figura 23A. As amostras apresentam-se

majoritariamente no limite entre basaltos alcalinos e toleíticos intraplaca, E-MORB e N-MORB e basaltos de arco vulcânico. Subordinadamente, as amostras ARG-003A, IM-13A e ARG-002B situam-se no campo dos basaltos toleíticos intraplaca e basaltos de arco de ilha, enquanto a ARG-001A é observada no campo dos basaltos de arco de ilha e N-MORB.

Figura 22 – Amostras normalizadas em relação aos OIB (Basaltos de Ilhas Oceânicas). Nota-se claramente valores mais próximos a 1 indicando fontes de magmas com assinatura geoquímica muito similar (símbolos como na Figura 11).

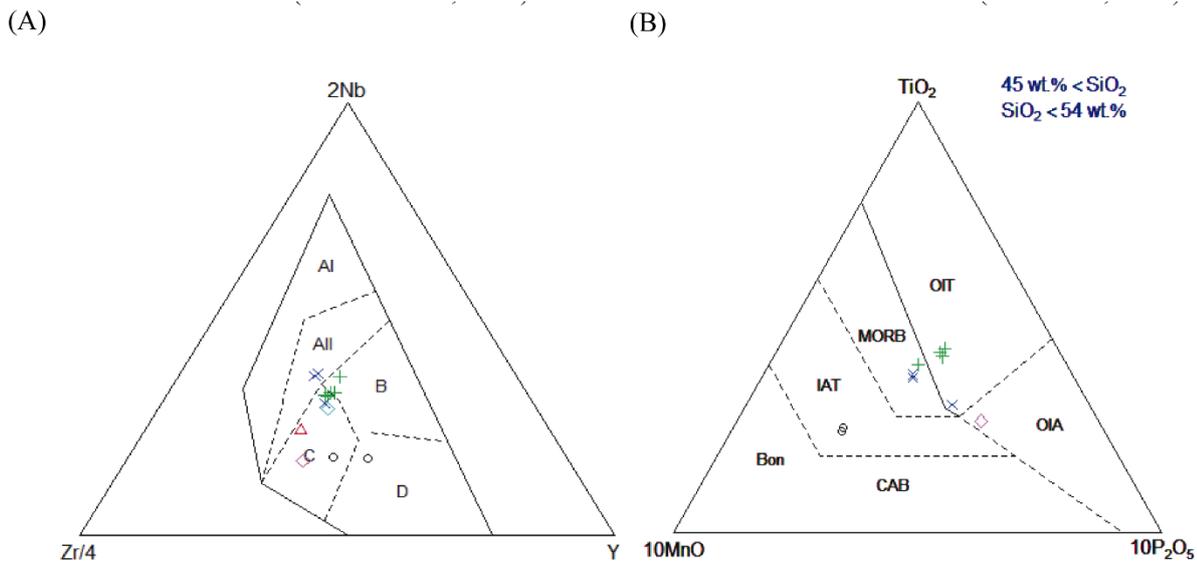


Fonte: autor.

Para o diagrama $10\text{MnO-TiO}_2-10\text{P}_2\text{O}_5$ (Mullen, 1983), o conjunto amostral apresenta a maior parte das amostras plotadas no campo dos basaltos toleíticos de ilhas oceânicas e, subordinadamente, tem-se amostras no campo dos MORBs. Pontualmente, as amostras ARG-001A, ARG-002B e IM-13 comportam-se como basaltos toleíticos de arco e basaltos alcalinos de ilhas oceânicas, como observado na Figura 23B.

No diagrama de Pearce (2008) Nb/Yb-Th-Yb tem-se que uma porção das amostras plotam no arranjo MORB-OIB, próximos ao E-MORB, enquanto outra parcela plota acima do arranjo. Portanto, segundo Pearce (2008), esta assinatura é comumente associada a ambientes

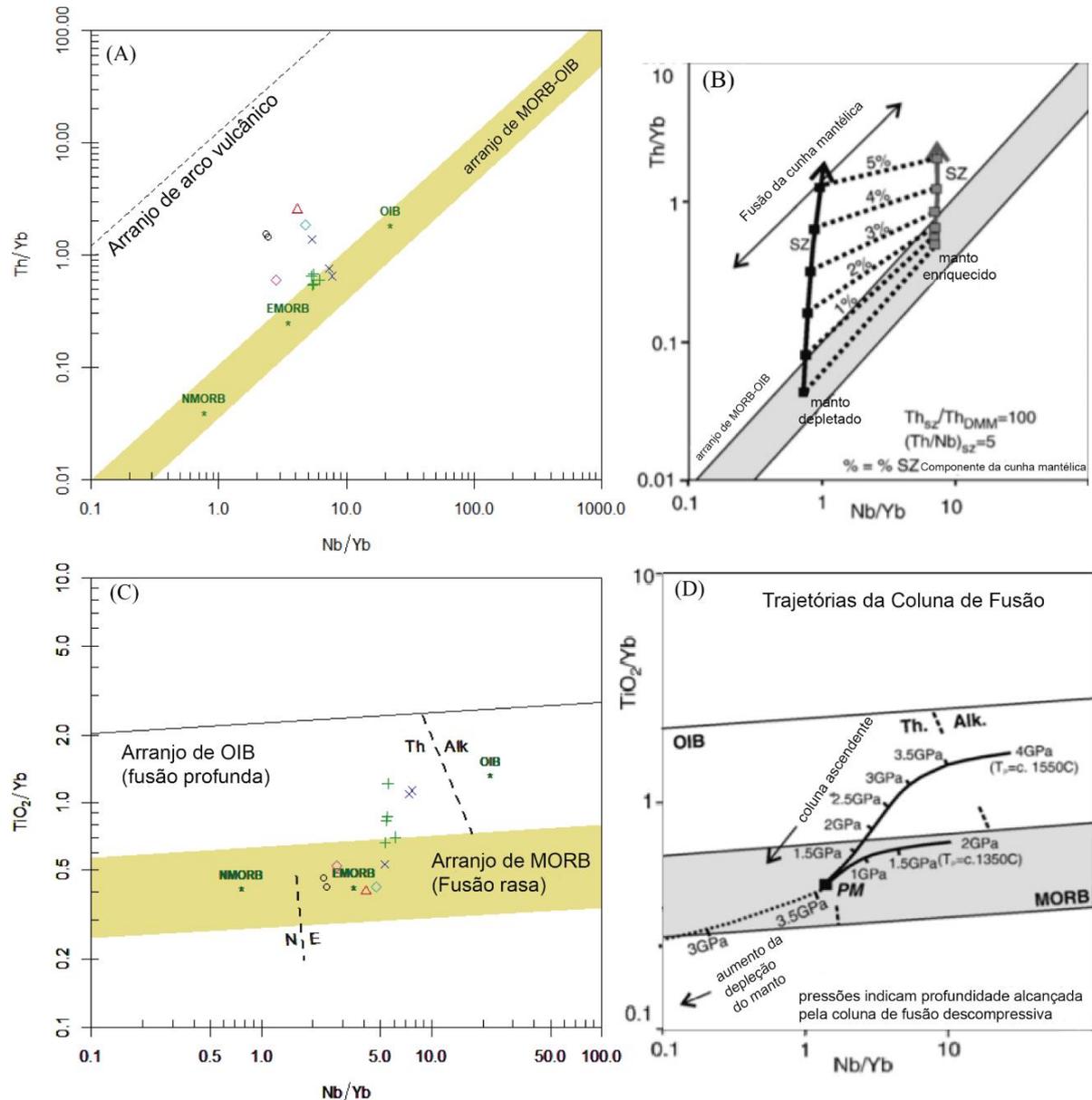
Figura 23 – Representação das amostras do presente estudo nos diagramas geoquímicos para discriminação de ambiente geotectônico. **A)** No diagrama 2Nb-Zr/4-Y (MESCHEDÉ, 1986) nota-se que como a maioria das amostras plotam no limite dos campos que representam os basaltos alcalinos intraplaca, basaltos toleíticos intraplaca, E-MORB (*enriched mid-ocean ridge basalts*) e basaltos de arco vulcânico, gerando uma dificuldade para definição do ambiente geotectônico. AI - Basaltos alcalinos intraplaca; AII - Basaltos alcalinos intraplaca e basaltos toleíticos intraplaca; B - E-MORB; C - Basaltos de arco vulcânico e basaltos intraplaca toleíticos; D - N-MORB (*normalized mid-ocean ridge basalts*). **B)** Diagrama 10MnO-TiO₂-10P₂O₅ (MULLEN, 1983), demonstrando o comportamento das amostras do presente estudo. OIT - Basaltos toleíticos de ilhas oceânicas; OIA - Basaltos alcalinos de ilhas oceânicas; MORB - *Mid-ocean ridge basalts*; IAT - Basaltos toleíticos de arco de ilha; CAB - Basaltos cálcio-alcálicos de arco; Bom - Boninitos (símbolos como na Figura 11).



Fonte: autor.

de subducção e, neste caso, similar ao proposto para o manto enriquecido, como verificado na Figura 24A-D. Em detalhe, as rochas no diagrama TiO₂/Yb-Nb/Yb (PEARCE, 2008) plotam em parte no arranjo MORB para fusão rasa, próximo ao E-MORB, enquanto o restante das amostras plota acima deste arranjo, apresentando tendência toleítica. Essa variação pode ser um indício de uma fusão parcial do manto relativamente enriquecido em álcalis que, através de variação no grau de fusão parcial e sucessivos eventos, podem gerar fundidos depletados, como é observado pelo *trend* das amostras. Um mecanismo similar é demonstrado por Pearce (2008), verificado nas Figura 24C-D.

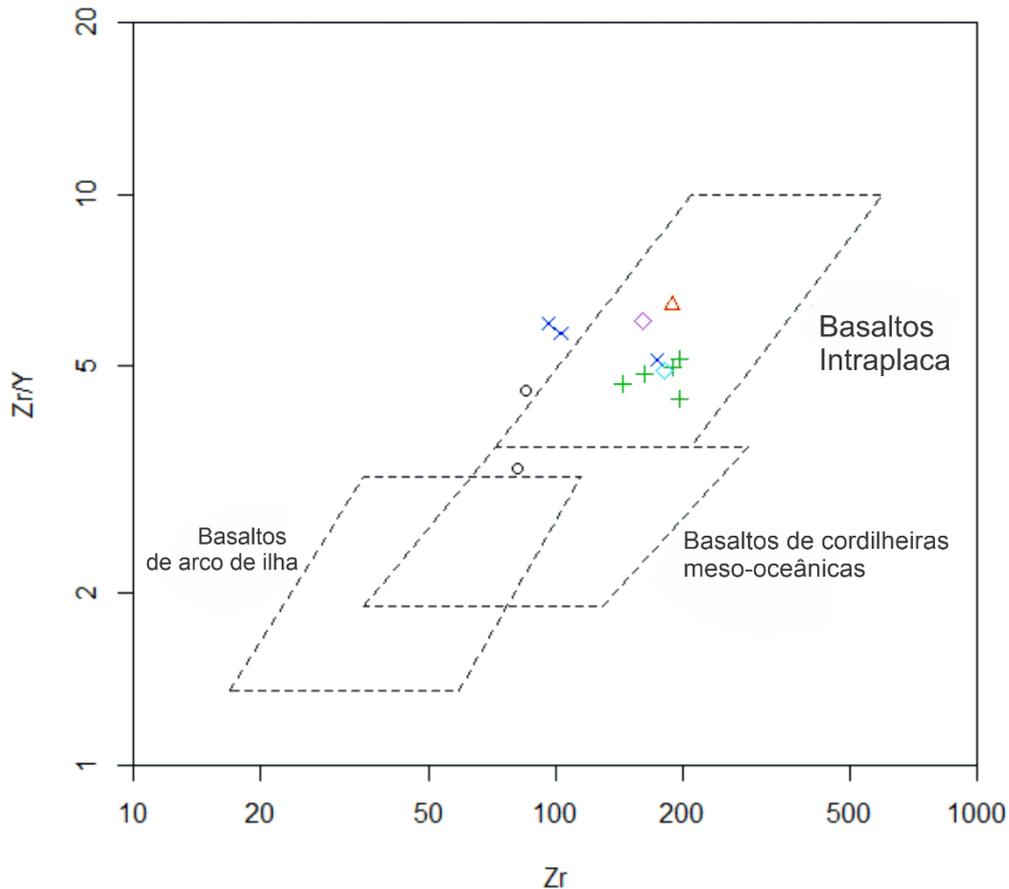
Figura 24 – Caracterização das amostras através dos diagramas de Pearce (2008) e comparação com diagramas que indicam a evolução petrogenética (B) e (D). A) O comportamento do conjunto amostral, quando plotados no diagrama Nb/Yb-Th-Yb, indica uma concentração mais elevada de Th e considerando o caráter incompatível deste elemento, a sua concentração elevada na fonte, pode indicar processos relacionados à subducção ou contaminação crustal, como demonstrado em (B) no diagrama teórico. Em detalhe, o diagrama $TiO_2/Yb-Nb/Yb$ (PEARCE, 2008) observa-se o comportamento do conjunto amostral demonstrando o caráter toleítico, juntamente com um *trend* que caracteriza que a depleção da fonte geradora destas rochas, este comportamento também é verificado pelo gráfico (B), que demonstra as trajetórias de fusão para um manto depletado.



Fonte: Autor A e C. B e D traduzidos de Pearce (2008).

Entretanto, um diagrama que caracteriza de forma bem definida o conjunto amostral é Zr-Zr/Y (PEARCE & NORRY, 1979). Observa-se que a maioria das amostras são plotadas no campo dos Basaltos intraplaca, com exceção das amostras ARG-001A, ARG-002B, ARG-042A e ARG-043A, como observado na Figura 25.

Figura 25 – Amostras plotadas no Diagrama Zr/Y-Zr (PEARCY & NORRY, 1979) demonstrando de forma clara o caráter intraplaca das amostras.



Fonte: autor.

Em síntese, as rochas deste estudo são toleíticas, com uma tendência cálcio-alcálica, que pode ser verificada principalmente pelo enriquecimento de elementos-traços incompatíveis, como Th e K. Além disso, as anomalias de Nb, Ta e P fornecem claramente indício de que estas rochas possuem uma fonte enriquecida em elementos incompatíveis, característica principalmente de um manto afetado por uma zona de subducção anterior ao magmatismo que originou estas rochas. Esta característica também pode ser relacionada à tendência cálcio-alcálica do conjunto amostral. Portanto, visto a assinatura geoquímica, juntamente com os processos de evolução magmática, estas rochas caracterizam-se majoritariamente como basaltos/doleritos toleíticos intraplaca, com tendência cálcio-alcálica.

7.3 Comparação com rochas afins

Nesta seção serão realizadas comparações dos dados geoquímicos com unidades geológicas do ESrg e da Bacia do Paraná. A escolha destas unidades, foi baseada no registro de dados disponível, bem como em características descritas na literatura anteriormente. Isto posto, escolheram-se as rochas basálticas do membro Rodeio Velho através de dados disponíveis em Almeida et al. (2000), Formação Serra Geral, sendo dados de corpos intrusivo na Bacia do Paraná por Sarmiento (2017) e derrames disponíveis em Peate (1992), com a autoria dos dados de Petrini et al. (1987), Peate (1990), Alberti et al. (1992), Garland et al. (1995) e Peate & Hawkeswoth (1996). Por último, foram considerados dados também da suíte alcalina de Piratini, disponíveis em Phillip et al. (2005), sendo a fonte dos dados de Babieri et al. (1987) e Viero (1998).

Ao analisar-se a distribuição dos elementos maiores em relação à sílica, percebe-se um comportamento semelhante entre as amostras representativas das soleiras da Fm. Serra Geral (SARMENTO, 2017) com as rochas analisadas neste estudo. Este fato é perceptível principalmente no diagrama de $MgO-SiO_2$ e TiO_2-SiO_2 , nos quais estas rochas geralmente demonstram *trend* similar ou plotam na mesma região do gráfico (Figura 26).

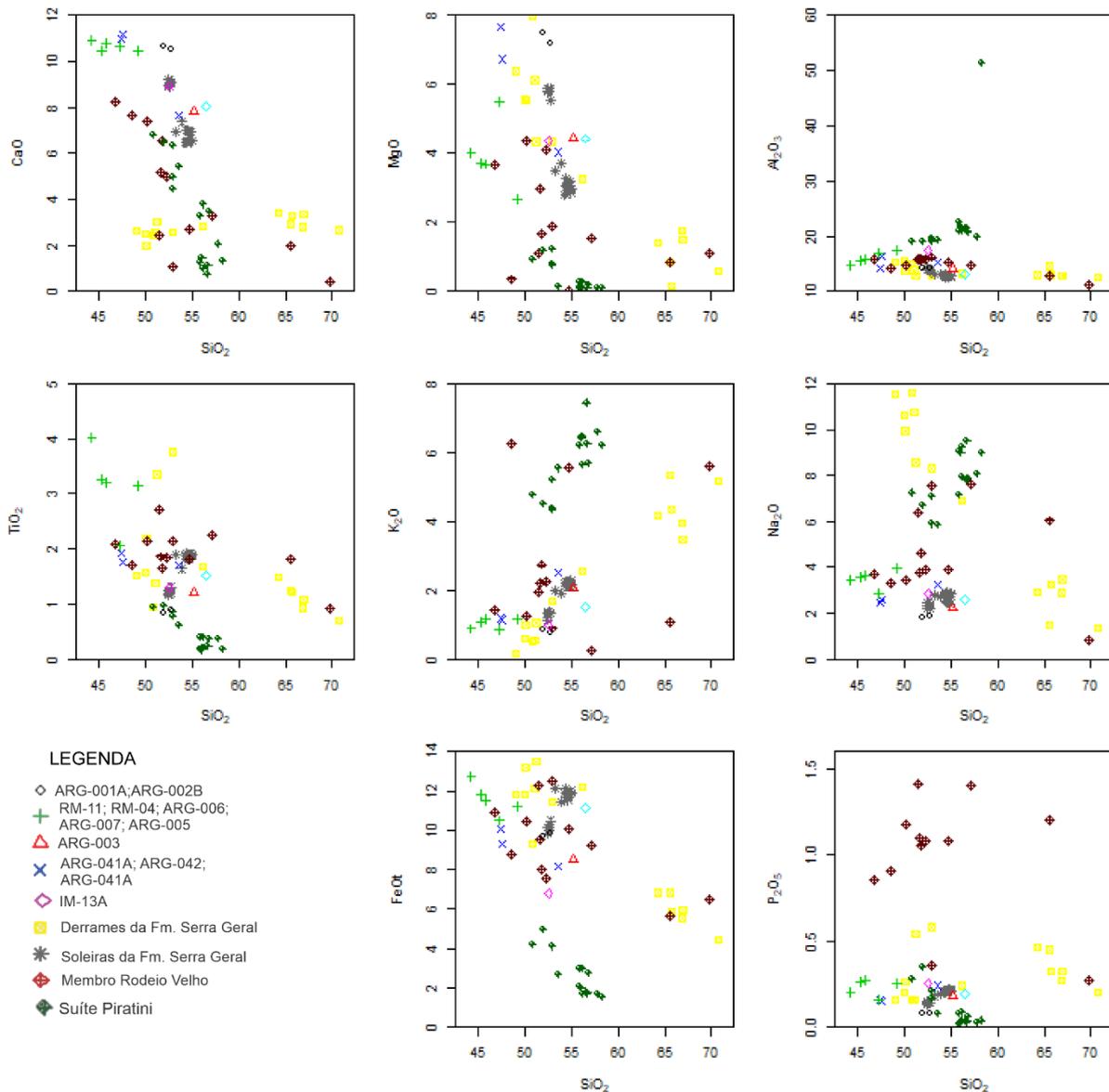
Além disso, nota-se a por meio do gráfico binário FeO_t-SiO_2 , o empobrecimento em óxido de ferro da Suíte Piratini em comparação as demais unidades, demonstrando correlação negativa, bem evidenciada. Vale destacar ainda, a alta concentração de P_2O_5 do membro Rodeio Velho, bem como seu enriquecimento à medida que gera termos mais diferenciados, verificado pela correlação positiva bem definida, vista no diagrama binário $P_2O_5-SiO_2$. Estes comportamentos não são apresentados pelo conjunto amostral do presente estudo.

Por fim, destaca-se o caráter bimodal dos derrames da Fm. Serra Geral, fato este já descrito previamente por Peate (1997). Este comportamento pode ser verificado pela ausência de termos intermediários, dessa maneira gerando dois campos principais. Estes campos podem ser verificados em todos os diagramas vistos na Figura 26.

Para os elementos-traço, a comparação dos dados será realizada utilizando os *spidergrams*, normalizados em relação ao Condrito (THOMPSON, 1982) e em relação ao OIB (SUN & McDONOUGH, 1989), conforme observado na Figura 27. Quando normalizadas pelo Condrito (THOMPSON, 1982), o padrão dos elementos-traço varia bastante em relação as unidades. Para o Membro Rodeio Velho, percebe-se variação similar ao conjunto amostral, porém com maiores razões para os elementos incompatíveis. Além

disso, nota-se a ausência da característica anomalia de P, que é verificada nos diagramas das rochas do presente estudo, como demonstrado na Figura 27A

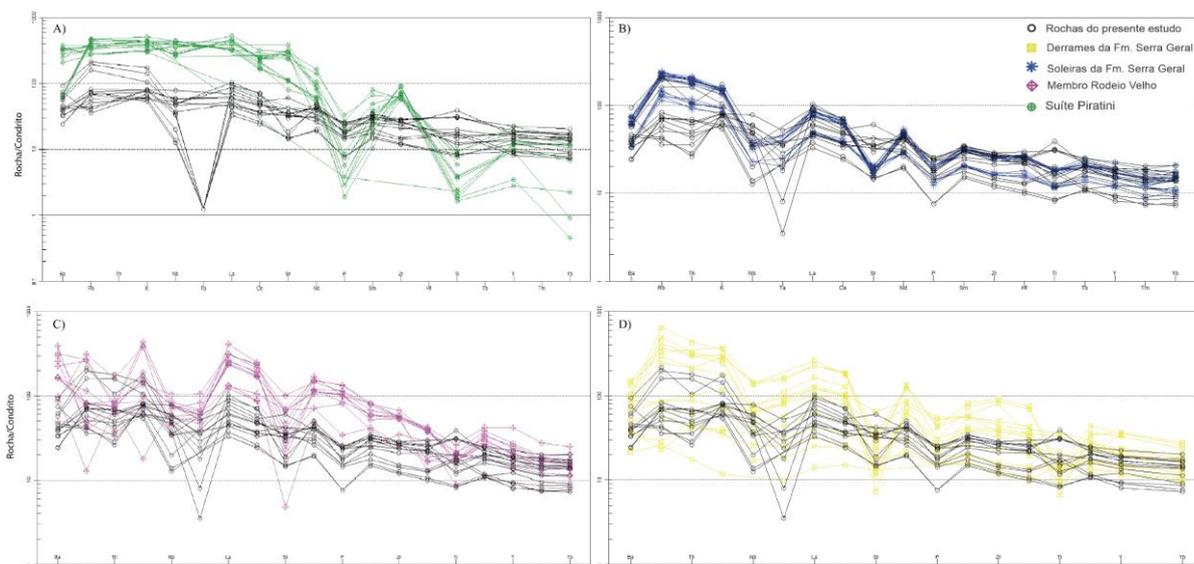
Figura 26 – Gráficos binários dos elementos maiores *versus* sílica. Percebe-se inicialmente, que as amostras do presente estudo, possuem um comportamento similar ao observado em Soleiras da Fm. Serra Geral (SARMENTO, 2017).



Fonte: autor, com dados de Almeida et al. (2000), Sarmiento (2017), Petrini et al. (1987), Peate (1990), Alberti et al. (1992), Garland et al. (1995) e Peate & Hawkeswoth (1996), Babieri et al. (1987) e Viero (1998).

. Para as Soleiras da Fm. Serra Geral, observa-se um comportamento muito similar, tanto em valores de razões, bem como em anomalias características, como é verificado pelas anomalias de P e Nb, ambas em Soleiras da Fm. Serra Geral e em rochas do presente estudo (Figura 27B).

Figura 27 – *Spidergrams* das unidades geológicas e o conjunto amostral do presente estudo, normalizados em relação ao condrito (THOMPSON, 1982). A) Comparação das amostras deste estudo com a Suíte Piratini, no qual destaca-se o elevado enriquecimento em elementos incompatíveis, quando comparados ao conjunto amostral. B) Comparação do padrão de elementos-traço com soleiras da Fm. Serra Geral, no qual nota-se o comportamento bastante similar das amostras. C) Comparação com Membro Rodeio Velho, que apresenta enriquecimento principalmente em elementos incompatíveis, em maior magnitude que o conjunto amostral. D) *Spidergram* das amostras estudadas em comparação com os derrames da Fm. Serra Geral, no qual nota-se semelhança entre as distribuições com as rochas do presente conjunto amostral.



Fonte: autor com dados de Almeida et al. (2000), Sarmiento (2017), Petrini et al. (1987), Peate (1990), Alberti et al. (1992), Garland et al. (1995) e Peate & Hawkeswoth (1996), Babieri et al. (1987) e Viero (1998).

Os derrames da Fm. Serra Geral apresentam um comportamento similar ao conjunto amostral. São observadas maiores razões, principalmente para elementos incompatíveis como Ba e Th, que são possivelmente relacionadas aos termos mais diferenciados dessa formação. Além disso, nota-se anomalias negativas conjuntas de Nb e P, característica está compartilhada com o conjunto amostral, como verificado na Figura 27D.

Diferentemente dos comportamentos similares verificados anteriormente, a Suíte Piratini apresenta elevadas razões de elementos incompatíveis, feição diferente das rochas estudadas. Além disso, a Suíte Piratini apresenta acentuadas anomalias positiva e negativa de P e Zr, respectivamente, sendo a última não comum às rochas do presente estudo, dessa forma apresentando, em geral, uma distribuição de elementos-traço não similar ao conjunto amostral (Figura 27C).

Ao comparar-se o conjunto amostral e as unidades geológicas, normalizadas pelo OIB (SUN & McDONOUGH, 1989), tem-se, para o Membro Rodeio Velho, um comportamento similar ao conjunto amostral, entretanto apresentando razões ligeiramente

mais elevadas (Figura 28A). Nota-se também acentuadas anomalias positivas de Ba e K, feição diferente das rochas estudadas.

Para as soleiras da Fm. Serra Geral nota-se claramente comportamento muito similar, bem como razões próximas a 1, o que sugere que as fontes geradoras destas rochas sejam muito semelhantes. Além disso, as anomalias negativas de Nb e P são bem demarcadas evidenciando as semelhanças entre o padrão dos elementos-traço destas unidades geológicas (Figura 28B).

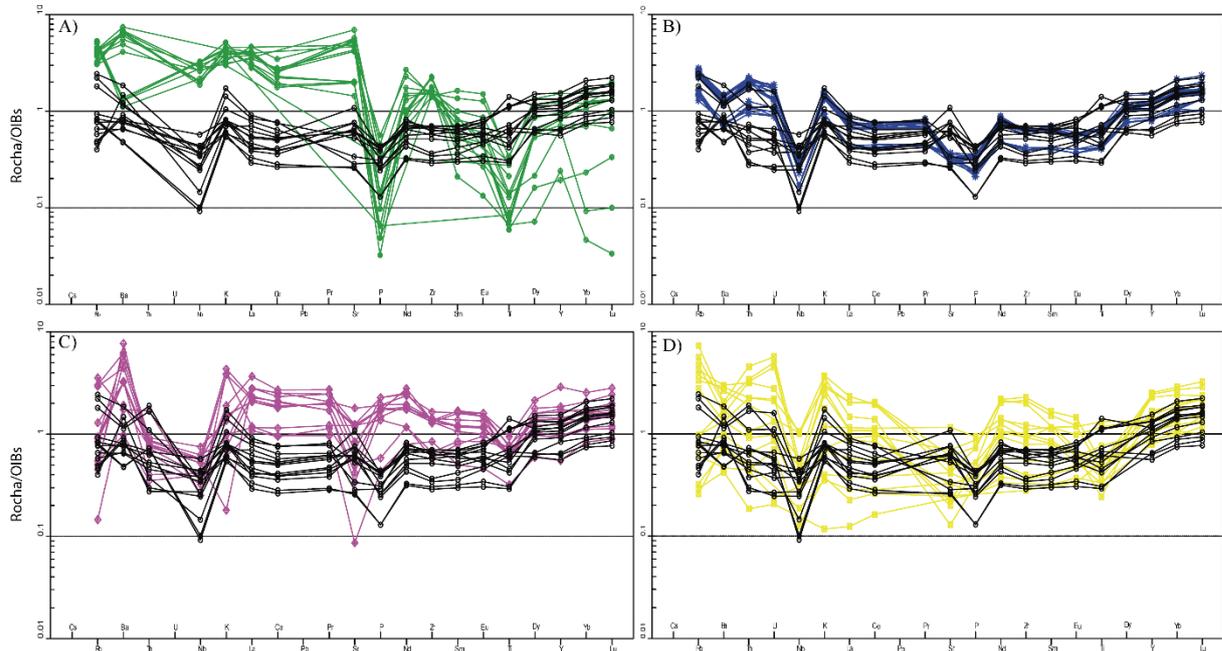
As rochas da Fm. Serra Geral, quando comparadas ao conjunto amostral, apresentam comportamento similar, com razões ligeiramente maiores, que podem ser explicadas pela presença de termos mais diferenciados, dessa maneira uma maior concentração de elementos incompatíveis, como Rb, U e Th (Figura 28 D). Percebem-se ainda anomalias negativas de Nb e P, como observado também para as soleiras e as rochas deste estudo, caracterizando fontes muito similares para estas rochas.

As rochas da Suíte Piratini, diferentemente das unidades supracitadas, apresentam um comportamento de elementos-traço diferente do conjunto amostral. Inicialmente, destacam-se as elevadas razões para elementos incompatíveis, como K e Th, sendo estas relacionadas à assinatura alcalina desta unidade. Além disso, anomalias negativa e positiva de P e Zr, respectivamente, podem ser observadas facilmente (Figura 28C), caracterizando um comportamento diferente das rochas analisadas neste estudo. Essa diferença é principalmente evidenciada pela anomalia positiva de Zr, característica que difere do observado no conjunto amostral, o que pode sugerir processos diferentes de evolução destes eventos magmáticos.

Buscando melhor comparação das unidades, uma importante ferramenta são os diagramas geoquímicos, tanto para classificação das rochas como para discriminação de ambientes geotectônico de rochas basálticas. Dessa forma, observa-se o diagrama de classificação Nb/Y-Zr/Ti (figura 29B), modificado por Pearce (1996), que demonstra o caráter do magmatismo alcalino da Suíte Piratini pela sua classificação como fonolitos. Além disso, nota-se a similaridade entre as soleiras da Fm. Serra Geral com as rochas do presente estudo, destacando ainda que, de forma subordinada, os membros menos diferenciados dos derrames exibem semelhanças, assim como as rochas do Membro Rodeio Velho (Figura 29).

Figura 28 – *Spidergrams* comparando as unidades geológicas escolhidas e o conjunto amostral do presente estudo, normalizados pelo OIB (SUN & McDONOUGH, 1989). A) Comparação da Suíte Piratini, com as rochas do presente estudo demonstrando a maior concentração de elementos incompatíveis em relação ao conjunto amostral. B) Soleiras Fm. Serra Geral, demonstrando um comportamento muito similar às rochas do presente estudo. C) Rochas do Membro Rodeio Velho, demonstrando pequenas diferenças do conjunto de rochas

estudados, como a anomalia positiva de P. D) Rochas da Fm. Serra Geral demonstrando um comportamento similar ao das rochas estudadas. Legenda conforme Figura 27.

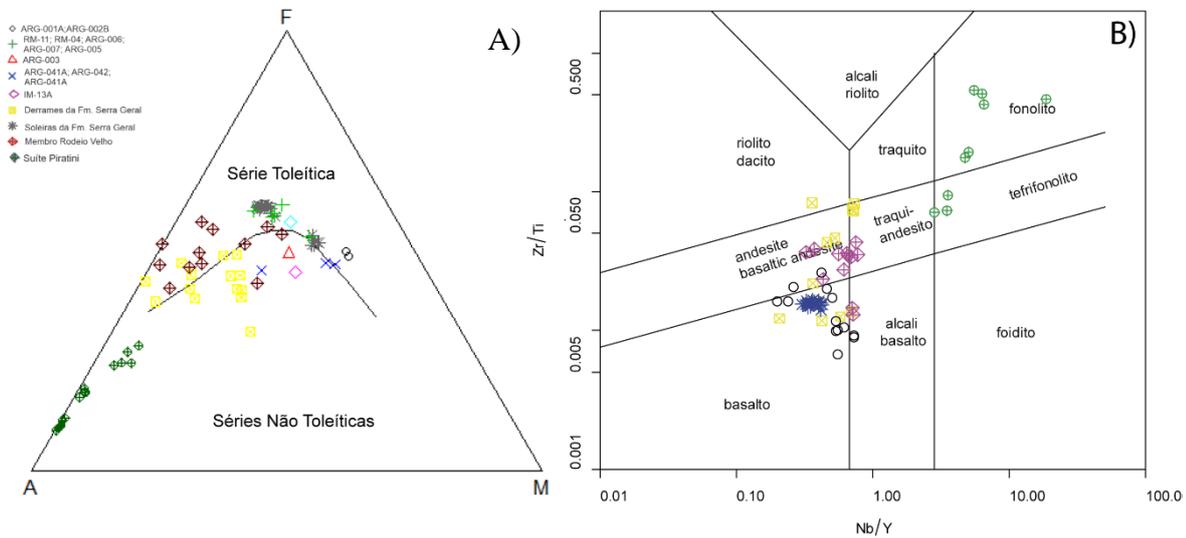


Fonte: autor, utilizando dados de Almeida et al. (2000), Sarmento (2017), Petrini et al. (1987), Peate (1990), Alberti et al. (1992), Garland et al (1995) e Peate & Hawkeswoth (1996), Babieri et al. (1987) e Viero (1998).

Para o diagrama AFM (IRVINE & BARAGAR, 1971), nota-se mais uma vez o comportamento diferente da Suíte Piratini em relação ao conjunto amostral, demonstrando um empobrecimento em ferro. Destaca-se ainda, a assinatura toleítica bem definida, tanto para o Membro Rodeio Velho, como para a Fm. Serra Geral e a semelhança entre as rochas deste estudo com as soleiras da Fm. Serra Geral (Figura 29A).

Analisando os diagramas para discriminação de ambientes geotectônico de rochas basálticas, em detalhe o diagrama $2\text{Nb-Zr}/4\text{-Y}$ (MESCHÉDE, 1986), percebe-se que o comportamento das amostras é similar à Fm. Serra Geral (derrames e soleiras), plotando na divisão entre os basaltos alcalinos intraplaca, basaltos toleíticos intraplaca, E-MORB e basaltos de arco vulcânico e basaltos intraplaca toleíticos. Enquanto o membro Rodeio Velho

Figura 29 – Diagramas ternário e binário para comparação com as rochas estudadas. A) Diagrama AFM (IRVINE & BARAGAR, 1971), demonstrando a assinatura geoquímica entre as rochas estudadas e as soleiras da Fm. Serra Geral. B) Diagrama binário Nb/Y-Zr/Ti, modificado por Pearce (1996), demonstrando a assinatura alcalina característica da Suíte Piratini e comportamento semelhante entre o Membro Rodeio Velho, Fm. Serra Geral (derrames e soleiras) e as rochas estudadas.



Fonte: autor, utilizando dados de Almeida et al. (2000), Sarmiento (2017), Petrini et al. (1987), Peate (1990), Alberti et al (1992), Garland et al. (1995) e Peate & Hawkeswoth (1996), Babieri et al. (1987) e Viero (1998).

situa-se majoritariamente no campo dos basaltos alcalinos intraplaca e uma pequena parcela nos basaltos alcalinos intraplaca e basaltos toleíticos intraplaca.

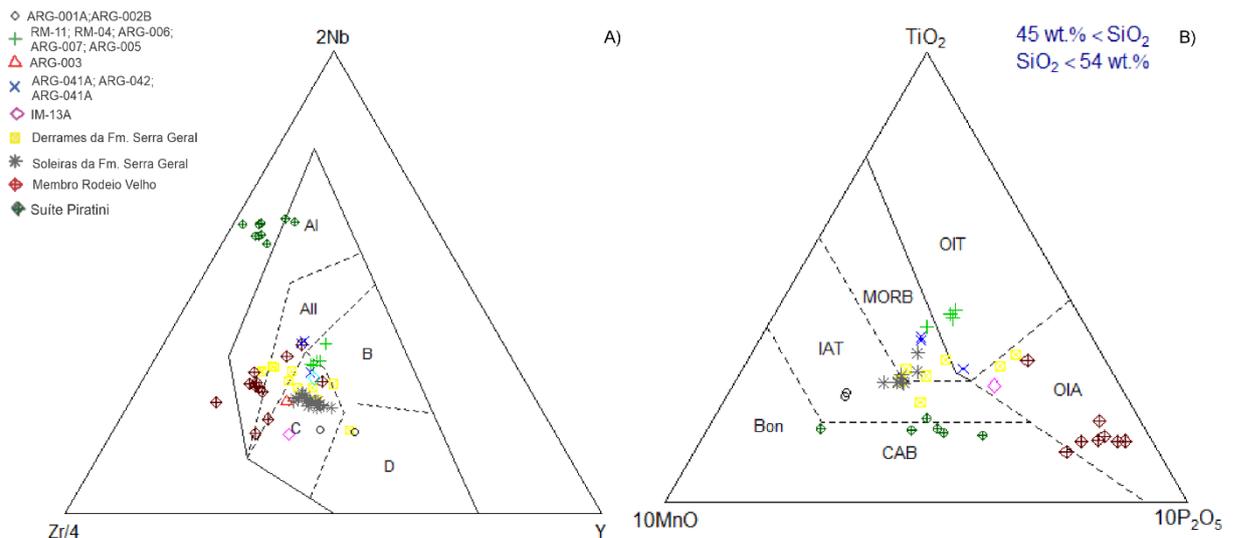
De forma similar, o diagrama $10\text{MnO-TiO}_2-10\text{P}_2\text{O}_5$ (MULLEN, 1983), quando utilizado, demonstra que as rochas deste estudo apresentam novamente um comportamento similar à Fm. Serra Geral, tanto para seus componentes extrusivos e intrusivos, diferentemente do Membro Rodeio Velho, que situa-se no campo dos basaltos alcalinos de ilhas oceânicas, como demonstrado na Figura 30.

Apesar de uma certa similaridade na assinatura geoquímica com o membro Rodeio Velho, a ausência de anomalias de P, razões maiores de elementos-traço e diagramas de discriminação tectônica, sugerem que estas rochas não possuem a mesma fonte, caracterizando-se assim, unidades geológicas diferentes.

Portanto, fica evidente que, após as análises, as rochas do presente estudo possuem uma assinatura geoquímica muito similar à Fm. Serra Geral, principalmente as soleiras estudadas por Sarmiento (2017) e, de forma subordinada, a derrames básicos desta formação,

sendo esta relação fundamentada principalmente, pela análise dos elementos-traço. Dessa maneira, sugere-se que estas rochas sejam da mesma fonte.

Figura 30 – Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos para rochas basálticas. A) diagrama de $2\text{Nb-Zr}/4\text{-Y}$ (MESCHÉDE, 1986), com unidades geológicas e conjunto amostral. AI - Basaltos alcalinos intraplaca; AII - Basaltos alcalinos intraplaca e basaltos toleíticos intraplaca; B - E-MORB; C - Basaltos de arco vulcânico e basaltos intraplaca toleíticos; D - N-MORB (*normalized mid-ocean ridge basalts*). B) Diagrama $10\text{MnO-TiO}_2\text{-}10\text{P}_2\text{O}_5$ (MULLEN, 1983), demonstrando o comportamento das unidades geológicas e amostras do presente estudo. OIT - Basaltos toleíticos de ilhas oceânicas; OIA - Basaltos alcalinos de ilhas oceânicas; MORB - *Mid-ocean ridge basalts*; IAT - Basaltos toleíticos de arco de ilha; CAB - Basaltos cálcio-alcalinos de arco; bon - Boninitos.



Fonte: autor, utilizando dados de Almeida et al. (2000), Sarmento (2017), Petrini et al. (1987), Peate (1990), Alberti et al. (1992), Garland et al. (1995) e Peate & Hawkeswoth (1996), Babieri et al. (1987) e Viero (1998).

8. Considerações Finais

Os dados adquiridos em campo, em conjunto com análises petrográficas e geoquímicas, sugerem que as rochas intrusivas básicas, associadas às anomalias magnéticas de direção NW no ESrg, possuem uma grande semelhança com as rochas da Fm. Serra Geral.

A composição mineralógica destas rochas, que comumente possui minerais opacos e ferromagnesianos, relacionando-se à presença de anomalias magnéticas nos diques. Petrograficamente, as rochas são classificadas como olivina-doleritos e, de forma subordinada, doleritos, frequentemente apresentando texturas sub-ofíticas e ofíticas.

Conforme descrito por Macedo (2018), é observado uma variação textural das amostras. Sugere-se que esta variação pode ser produto do contato do corpo do dique com as

rochas encaixante, ou seja, amostras das extremidades dos diques possuem textura mais fina, enquanto amostras no centro do corpo possuem textura mais grossa, conforme relata Macedo (2018). Além disso, uma possível explicação para esta diferença textural é a ocorrência de diferentes pulsos de magmatismo, dessa maneira gerando corpos cada vez mais isolados termicamente, permitindo melhores condições térmicas para o crescimento dos cristais.

As rochas são classificadas, em sua maioria, como gabros, e dioritos de forma subordinada. Porém, por tratar-se de corpos intrusivos, escolheu-se chamá-las de doleritos. As amostras apresentam assinatura toleítica com uma tendência cálcio-alcálica, principalmente evidenciada nos padrões de elementos-traço, sendo observado comumente semelhança com OIBs e anomalias negativas de Nb, Ta e P. Esta assinatura geoquímica é muito similar ao comportamento de magmas de alto-Ti de PCBs (ERNST, 2014), inclusive com a presença de anomalias negativas de Nb, Ta e P, que indicam uma possível influência de zonas de subducção anteriores ao magmatismo gerador destas rochas. Sendo assim, existe a geração dessas rochas a partir de um manto depletado. Dessa maneira, tem-se uma assinatura toleítica com tendência cálcio-alcálica, produto deste manto afetado previamente por subducção. Além disso, os diagramas de discriminação de ambientes tectônicos para rochas basálticas demonstraram o caráter intraplaca destas rochas, fato este comumente associado a assinaturas similares a de OIBs, corroborando com as hipóteses apresentadas acima.

Comparando estas rochas com algumas unidades geológicas do ESrg e Bacia do Paraná, nota-se semelhança na assinatura geoquímica entre as rochas associadas a Fm. Serra Geral. Em específico às soleiras analisadas por Sarmiento (2017), exibindo comportamento geoquímico semelhante, principalmente evidenciado pelos elementos-traço, que exibem as características anomalias negativas de Nb e P (Figuras 28B e 29B). Além disso, é notória a semelhança com os termos básicos dos derrames da Fm. Serra Geral, visto sua assinatura geoquímica similar (Figura 27D, 29D e 30). Sendo assim, estes dados sugerem que as rochas presentes neste estudo fazem parte da Fm. Serra Geral, em específico dos diques constituintes dos sistemas alimentadores da Província Paraná-Etendeka.

Em resumo, as estruturas de direção NW desempenharam importante função na evolução e fixação do magmatismo da Bacia do Paraná, com destaque para o Arco de Rio Grande (ASMUS & BAISH, 1983; GALLAGHER & HAWKESWORTH, 1994; ZERFASS et al., 2003; 2005; BRUCKMANN & PHILIPP, 2015). Dessa forma, sugere-se que as rochas ígneas intrusivas básicas do ESrg, associadas aos lineamentos magnéticos e estruturais de direção NW, sejam condutos alimentadores do vulcanismo da Fm. Serra Geral. Recomenda-se

a análise isotópica e a datação através de U-PB, destas rochas para maior confirmação desta relação.

9. Referências

ALBERTI, A. P. C. **Mesozoic acid volcanic from Southern Angola: petrology, Sr-Nd isotope characteristics, and correlation with the acid stratoid volcanic suites of the Paraná basin (south-eastern Brazil)**. Eur. J. Mineral., 597-604. 1992.

ALMEIDA, F. F., HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B., & FUCK, R. A.. **Brazilian structural provinces: An introduction**. Earth Sciences Reviews, 17, 1-29. 1981.

ALMEIDA, D. M., LOPES, R. C., LIMA, L., & GOMES, C. H.. **Petrography and geochemistry of the volcanic rocks of the Rodeio Velho Member, ordovician of camaquã basin (RS-brazil): preliminary results**. Revista Brasileira de Geociências, 30(4), 763-768. 2000.

ARNDT, N. C.. **Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism**. Tectonophysics, 223, 39-52. 1993.

ARNDT, N. T., BRUZAK, G., REISCHMANN, T. **The oldest continental and oceanic plateaus: geochemistry of basalts and komatiites of Pilbara craton, Australia**. In: ERNST, R. E. BUCHAN, K. L.(eds), Mantle Plumes: Their Identification Through Time. GSA Special Publication, 352, 359-387. 2001.

ASUMUS, H., & BAISH, P. R. **Geological Evolution of the Brazilian Continental Margin**. EPISODES, 4, 7.1983.

BABINSKI, M., CHEMALE JR, F., VAN SCHMUS, W. R., HARTMANN, L. A., & SILVA, L. C.. **Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil**. Geology, 24(5), 439-442. 1996.

BARBIERI, M. B.. **Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. 1. The phonolite suite from Piratini, RS**. Geochimica Brasiliensis, 109-138. 1987.

BITENCOURT, M. F., & NARDI, L. S. **Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt**. Revista Brasileira de Geociências. 30, 184-187. 2000.

BRUCKMANN, M. P., & PHILIPP, R. P.. **Caracterização estrutural do Arco de Rio Grande na seção Santana do Livramento-Rosário do Sul-Jaguari, RS**. Salão UFRGS

2015: SIC - XXVII SALÃO DE INICIAÇÃO.2015. Porto Alegre. Acesso em 09 de Outubro de 2019, disponível em <http://hdl.handle.net/10183/135638>.

BRYAN, S. E., & FERRARI, L. **Large Igneous Provinces and Silicic Large Igneous Provinces: progress in our understanding over the last 25 years.** Geological Society of America Bulletin, 125, 1053-1078. 2013.

BRYAN, S., & ERNST, R. E. **Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs).** Earth-Science Reviews, 86, 175-202. 2008.

BURKE, K., & DEWEY, J. **Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks.** Journal of Geology, 81, 406-433. 1973.

CARLSON, R. W. **Physical and chemical evidence on the cause and source characteristics of flood basalt volcanism.** Australian Journal of Earth Sciences, 38, 525-544. 1991.

CARVALHO, P. F. **Reconhecimento Geológico do Estado do Rio Grande do Sul.** Bol. Serv. Mineral, 66, 1-72. 1932.

CASTRO, A. **The off-crust origin of granite batholiths .** Geoscience Frontiers, 5, 63-75. 2014.

CAWOOD, P. A., COLLINS, W. J., COLLINS, W. J., KUSKY, T. M., MOONEY, W. D., & WINDLEY, B. F. **Accretionary orogens through earth history.** Special Publications, Geological Society of London, 319, 1-36. 2013.

CHEMALE JR, F., HARTMANN, L. A., DA SILVA, L. C. **Stratigraphy and tectonism of Precambrian to early Paleozoic units in the Southern Brazil and Uruguay- Excursion Guidebook.** Acta Geologica Leopoldensia, 43, 4-115. 1994.

CHEMALE JR., F. **Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense.** In: M. HOLZ, L. F. DE ROS, M. HOLZ, & L. F. DE ROS (Eds.), Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. p. 13-52. 2000.

CONDIE, K. C. **TTGs and adakites: are they both slab melts ?.** Lithos, 80, 33-44. 2005.

COURTILLOT, V., & RENNE, P. R. **On the ages of flood basalt events.** *Comptes Rendus Géoscience*, 335, 113-140. 2003.

COX, K. G. **A model for flood basalt vulcanism.** *Journal of Petrology*. 21, 629-650. 1980.

COX, K. G., Bell, J. D., & PANKHURST, R. J. **The Interpretation of Igneous Rocks.** Springer-Science+Business Media, B.V. 1979.

DEKART, K., FÉRAUD, G., MARQUES, L. S., & BERTRAND, H.. **New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brasil.** *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 80 (1), 67-83, january de 1988. doi:10.1016/S0377-0273(97)00038-3

DREYER, T., BRÜCKMANN, M. P., PHILIPP, R. P., ZVIRTES, G., & FACCIN, U. F.. **Análise estrutural do Arco de Rio Grande na seção Santana do Livramento- Rosário do Sul-Jaguari, RS.** XXVII Salão de Iniciação Científica- 2015. Porto Alegre. Acesso em 06 de 04 de 2019, disponível em <http://hdl.handle.net/10183/135638>

ERNST, R. E., BUCHAN, K. L., & PALMER, H. C. **Giant dyke swarms: charecteristics, distribution and geotectonic applications.** In: G. BAER, & A. HEIMANN, *Physics and Chemistry of Dykes* (p. 3-21). Rotterdam: Balkema. 1995.

ERNST, R. E. BUCHAN, K. L. **Giant radiating dyke swarms: Their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes.** *AGU Geophysical Monograph*, 100, 319-334. 1997.

ERNST, R. E. BUCHAN, K. L. **Mantle Plumes: Their Identification Through Time.** *GSA Special Publication*, 352, 359-387. 2001.

ERNST, R. E., BUCHAN, K. L. **Recognizing mantle plumes in the geological record.** *Annual Reviews Earth and Planetary Science*, 31, 469-523. 2003.

ERNST, R. E. **Large Igneous Provinces.** Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press. 2014.

ERNST, R. E., HEAD, J. W., PARFITT, E., GROSFILS, E. B., & WILSON, L. **Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus.** *Earth Sciences Reviews*, 39, 1-58. 1995.

EWART, A. M.. **Etendeka volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part I: geochemical evidence of Early Cretaceous Tristan plume melts and the role of crustal contamination in the Paraná-Etendeka CBF.** *Journal of Petrology*, 39, 191-225. 1998.

EWART, A., MARSH, J. S., MILNER, S. C., DUNCAN, A. R., JAMBER, B. S., & ARMSTRONG, R. A.. **Petrology and geochemistry of early cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia: Part 1. Introduction, mafic lavas and reevaluation of mantle source components.** *Journal of Petrology*, 45, 59-105. 2004.

FAÉ, Y. A., GREGORY, T. R., & GUADAGNIN, F. **Investigação de Lineamentos Magnéticos no Rio Grande do Sul: Um estudo Preliminar.** 9º SIEPE Salão Internaonal de Ensino Pesquisa e Extensão. Universidade Federal do Pampa. 2017.

FAHRIG, W. F. **The tectonic setting of continental mafic dyke swarms: failed arm and early passive margin.** In: H. C. HALLS, & W. F. FAHRIG (Ed.), *Geological Association of Canada, Special Publication*, 34, pp. 331-348. St Jonh's. 1987.

FERNANDES, L. A. D., TOMMASI, A., & PORCHER, C. C. **Deformation patterns in the southern Brazilian branch of Dom Feliciano Belt, a reappraisal.** *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1), 77-96. 1992.

FERNANDES, L. A. D., MENEGAT, R., COSTA, A. F. U., KOESTER, E., PORCHER, C. C., TOMMASI, A., KRAEMER, G., RAMGRAB, G. E., CAMOZZATO, E. **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), 375-384. 1995.

FRAGOSO-CÉSAR, A. R. S., LAVIAN, E. L. C., PAIM, P. S. G., FACCINI, U. F. **A antefossa molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul.** *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*, 3371-3283. 1984.

GALLAGHER, K., & HAWKESWORTH, C. **Mantle plumes, continental magmatism and asymetry in the South Atlantic.** *Earth and Planetary Science Letters*, 1-4,123, 105-117. 1994. doi:10.1016/0012-821X(94)90261-5

GARLAND, F. E.. **Shifts in the source of Paraná basalts trough time.** *Lithos*, 37, 223-243. 1995.

GILL, R. **Rochas e processos igneos um guia prático.** Wiley-Blackwell. 2010.

GREGORY, T. R., & GUADAGNIN, F.. **Projeto de pesquisa: Investigação de Lineamentos de Lineamentos Magnéticos no Rio Grande do Sul.** Unipampa, Campus Caçapava do Sul. 2017.

GREGORY, T. R., GUADAGNIN, F., & TICO, H. N.. **DETERMINAÇÃO AUTOMÁTICA DE LINEAMENTOS MAGNÉTICOS NO ESCUDO-SUL-RIO-GRANDENSE: COMPARAÇÃO COM DADOS MANUAIS E DE CAMPO.** Anais do XVII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e XI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, (p. 347). Bento Gonçalves. 2019.

GREGORY, T. R., GUADAGNIN, F., Faé, Y. A., & MACEDO, R. M.. **SIGNIFICADO DE LINEAMENTOS MAGNÉTICOS NO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE: RESULTADOS PRELIMINARES.** XVII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos; XI Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, (p. 124). Bento Gonçalves. 2019.

HARTMANN, L. A., CHEMALE JR., F., & PHILIPP, R. P.. **Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano.** In: R. IANNUZZI, & J. FRANTZ, 50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, pp. 99-126. 2007.

HARTMANN, L. A., LIU, D., WANG, Y., MASSONE, H-J., SANTOS, J. **Protolith age of Santa Maria Chico granulites dated on zircons from na associated amphibolite-facies grandiorite in southernmost Brazil.** Anais da Academia Brasileira de Ciências, 80, 543-551. 2008.

HARTMANN, L., LEITE, J. D., SILVA, L. C., REMUS, M. D., MACNAUGHTON, N. J., GROVES, D. I., VASCONCELLOS, M. A.. **Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil.** Australian Journal of Earth Sciences, 5(47), 829-844. 2000.

HOOPER, P. R.. **The Columbia River Flood Basalt Province: current status.** AGU Geophysical Monograph, 10, 1-27. 1997.

IBGE. (15 de 05 de 2019). Fonte: <https://mapas.ibge.gov.br/bases-e-referenciais/bases-cartograficas/malhas-digitais.html>:
ftp://geoftp.ibge.gov.br/organizacao_do_territorio/malhas_territoriais/malhas_municipais/municipio_2015/

ISLEY, A. E., ABBOTT, D. H. **Implications of the temporal distribution of high-Mg magmas for mantle plume volcanism through time.** *Journal of Geology*, 110, 141-158. 2002.

IRVINE, T. N., & BARAGAR, W. R. **A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks.** *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523 -548. 1971.

JANIKIAN L., ALMEIDA, R. P., FRAGOSO-CESAR, A. R. S., MARTINS, V. T. S., DANTAS E. L., TOHVER E., MC REATH, I., D'AGRELLA FILHO, M. S. **Ages (U-pb SHRIMP and LA-ICP-MS) and stratigraphic evolution of the neoproterozoic volcano-sedimentary successions from extensional Camaquã Basin, Southern Brazil.** *Gondwana Research*, 21, 466-482. 2012.

JANOUSEK, V., FARROW, C. M., & ERBAN, V. **Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit).** *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259. 2006.

JANSEN , L. S. **A New Cation Plot For Classifying Subalkalic Volcanic Rocks.** *Ontario Division of Mines*, 66, 1-22. 1976.

JOST, H., BITENCOURT, M. F. **Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa De Dobramentos de Tijucas no Rio Grande do Sul.** *Acta Geologica Leopoldinense*, 4(7), 26-60. 1980.

LE MAITRE, R. W. **Igneous Rock : A Classification and Glossary of Terms.** Cambridge University Press. 2002.

LEINZ, V. B., TEIXEIRA, A. F., & A., E. **Mapa Geológico Caçapava-Lavras.** *Boletim da Diretoria da Produção Mineral* , Porto Alegre. 1941.

MACEDO , R. M. **Significado geológico de uma anomalia geofísica aeromagnética no Escudo Sul-rio-grandense.** Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Pampa , Caçapava do Sul. 2018.

MANIAR, P. D., & PICCOLI, P. M. **Tectonic discrimination of granitoids.** *Geological Society of America Bulletin*, 101(5), 635-643. 1989.

MARTIN, H., SMITHIES, R. H., RAPP, R., MOYEN, J. F., & CHAMPION, D. **An overview of adakite, tonalite-thondjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution.** *Lithos*, 79, 1-24. 2005.

MAY, P. R.. **Pattern of Triassic–Jurassic diabase dikes around the North Atlantic in the context of pre-drift position of the continents.** *Geological Society of America Bulletin*, 82, 1285-1292. 1971.

McDOUGALL, J. D.. **Continental Flood Basalts.** Springer-Science+Business Media, B.V. 1988.

MESCHEDER, M.. **A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram.** *Chemical Geology*, 207–218. 1986.

MIYASHIRO, A. **Volcanic Rock Series in Island Arcs and Active Continental Margins.** *American Journal of Science*, 274, 321-355. 1974.

MOYEN, J. F., & MARTIN, H. **Forty years of TTG research.** *Lithos*, 148, 312-336. 2012.

MULLEN, E. D.. **MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis.** *Earth and Planetary Science*, 46, 259–289. 1983.

NARDI, L. S. **Granitóides e séries magmáticas: O estudo contextualizado dos granitóides.** *Pesquisa em Geociências*, 43(1), 85-99. 2016.

NARDI, L. V. **As rochas granitóides da série shoshonítica.** *Revista Brasileira de Geociências*, 16(1), 3-10. 1986.

OLIVEIRA, C. H. E., CHEMALE JR. F., JALINEK, A.R., BICCA, M. M, PHILIPP R. P. **U-PB and Lu-Hf Isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano Belt, Brazil.** *Precambrian Research*, 246, 240-255.

PAIM, P. G., CHEMALE JR, F., & WILDNER, W.. **Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS).** *Ciência e Natura*, 36(Ed. Especial), 183-193. 2014.

PAIM, P.S.G., CHEMALE JR., F., LOPES, R. C. **A Bacia do Camaquã**. In: M. HOLZ, L. F. DE ROS, M. HOLZ, & L. F. DE ROS (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. p. 13-52. 2000.

PARK, J. K., BUCHAN, K. L., & HARLAN, S. S. **A proposed giant radiating dyke swarm fragmented by the separation of Laurentia and Australia based on paleomagnetism of ca. 780 Ma mafic intrusions in western North America**. *Earth and Planetary Science Letters*, 132, 129-139. 1995.

PARKER, A. J., RICKWOOD, P. C., & TUCKER, D. H.. **2^a International Dyke conference Australia**. IGCP Project 257 (p. Publication N° 23). Rotterdam: Balkema. 1990.

PEARCE, J. A.. **A user's guide to basalt discrimination diagrams**. In: D. A. WYMAN, *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration* (Vol. 12, pp. 79-113). 1996.

PEARCE, J. A.. **Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust**. *Lithos*, 100, 14-48. 2008.

PEARCE, J. A., HARRIS, N. B., & TINDLE, A. G. **Trace Elements Discriminations Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks**. *Journal of Petrology*, 25, 956-983. 1984.

PEATE, D. W.. **Stratigraphy and petrogenesis of the Paraná Continental Flood Basalts, southern Brazil**. Ph.D Thesis, The Open University, Milton Keynes. 1990.

PEATE, D. W.. **Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America) : classification of magmas types and their spatial distribution**. *Bulletin of Vulcanology*, 55, 119-139. 1992.

PEATE, D. W.. **The Paraná–Etendeka Province**. *AGU Geophysical Monograph*, 100, 217–245. 1997.

PEATE, D. W., & HAWKESWORTH, C. J. **Lithospheric to asthenospheric transition in Low-Ti flood basalts from southern Paraná, Brazil**. *Chemical Geology*, 127, 1-24. 1996.

PETRINI, R. C., PICCIRILLO E. M., B. G.-C., & MARQUES, L. S.. **Mantle heterogeneity and crustal contamination in the genesis of low-Ti Continental Flood Basalts from the**

Paraná plateau (Brazil): Sr-Nd isotopes and geochemical evidence. *Journal of Petrology*, 28, 701-726. 1987.

PHILIPP, R. P., MACHADO, R., & CHEMALE JR, F. **Reavaliação e novos dados geocronológicos sobre o Batólito Pelotas: implicações petrogenéticas e idade das zonas de Cisalhamento.** *Boletim do Instituto de Geociências da USP* (3), 71-84. 2003.

PHILIPP, R. P., PIMENTEL, M. M., & CHEMALE JR., F. **Tectonic evolution of Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology.** *Brazilian Journal of Geology*, 46(1), 83-104. 2016.

PHILIPP, R. P., VIERO, A. P., COMIN-CHIARAMONTI, P., & GOMES, C. B.. **Mesozoic alkaline rocks of rio grande do sul.** In: P. COMIN-CHIARAMONTI, & C. B. GOMES, *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Plataform* (p. 737p). 2005.

PHILIPP, R. P., MACHADO, R. **The neoproterozoic to cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholit, Southern Brazil.** *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 461-178. 2005.

PHILLIP, R. P., KLOSS, H. P., SCHULTZ, C. L., BASEI, M. A., HORN, B. L., & SOARES, M. B. **Proviniência por U-Pb LA-ICP-MS em zircão detrítico e idade de deposição da formação Santa Maria, Triássico da Bacia do Paraná, RS: Evidências da estruturação do Arco do Rio Grande.** VI SNET- Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Chapada dos Guimarães- Mato Grosso, 2013a.

PHILLIP, R. P., ZVIRTES, G., BRUCKMANN, M., FACCINI, U. F., VIANA, A. R., LAVINA, E., & SCHERER, C. **Estruturas tectônicas na seção geológica Santana do Livramento-Rosário do Sul-Jaguari: Evidências do Arco de Rio Grande, Bacia do Paraná, RS.** VI SNET- Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Chamapada dos Guimarães- Mato Grosso. 2013b.

PICADA, R. S. **Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-rio-grandense: Caracterização dos sistemas de falhas.** *Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia* , pp. 167-191. São Paulo . 1971.

PORSCHER, C. C., FERNANDES, L. A. D. **Determinação das condições de fluxo em uma zona de cisalhamento tangencial com transporte paralelo ao alongamento do cinturão Dom Feliciano (RS) com base na análise de microestruturas.** In: *Boletim de resumos expandidos do 37º Congresso Brasileiro de Geologia*, v 2, 352-353. São Paulo. 1992.

PORSCHER, C. C., FERNANDES, L. A. D. **Relações Embasamento/"Cobertura" na Porção Ocidental do Cinturão Dom Feliciano: Um Esboço Estrutural.** Pesquisas 17(1-2), 72-84. 1990.

REMUS, M. D.. **Geologia e geoquímica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel-RS.** Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul , Instituto de Geociências. Curso de Pós-Graduação em Geociências., Porto Alegre. 1990.

REMUS, M. V. D., FACCINI, U. F., TEDESCO, M. A., PHILIPP, R. P. **Evolução estrutural dos metamorfitos da unidade Porongos a sul do Rio Camaquã.** In: Anais do Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, v. 1, 223-243. Curitiba. 1987.

REMUS, M. V. D., HARTMANN, L. A., RIBEIRO, M. **Nota sobre a geologia dos metamorfitos de pressão intermediárias e granitoides associados da região de Pinheiro Machado /RS.** Acta Geologica Leopoldensia, 14 (34), 175-190. 1991.

ROLLINSON, H. **Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation .** London: Pearson Education Limited. 1993.

SAALMANN, K., HARTMANN, L., & REMUS, M. D.. **The assembly of West Gondwana-The view from the Rio de La Plata craton.** In: U. LINNEMANN, R. NANCE, P. KRAFT, & G. ZULAUF, The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan collision (p. 423). Geological Society of America . 2007.

SARAMENTO, C. T. **Geologia e petrologia das rochas hipabissais associadas à Formação Serra Geral na região do Cerro do Coronel, RS.** Dissertação de Mestrado , UFRGS, Programa de Pós-Graduação em Geociências , Porto Alegre. 2013. Acesso em 13 de 04 de 2019, disponível em <http://hdl.handle.net/10183/72083>

SARMENTO, C. T.. Geologia e petrologia das rochas hipabissais associadas à província magmática Paraná-Etendeka e sua correlação petrogenética com o vulcanismo da Calha de Torres no sul do Brasil. Universidade Federal do Rio Grande do Sul , Instituto de Geociências., Porto Alegre. 2017.

SELF, S., COFFIN, M. F., RAMPINO, M. R., & WOLFF, J. A. **Large Igneous Provinces and Flood Basalt Volcanism.** In: H. SIGURDSSON, B. HOUGHTON, S. R. MCNUTT, H. RYMER, & J. STIX, The Encyclopedia of Volcanoes, San Diego: Elsevier. pp. 441-455. 2015.

SHAND, S. J. **Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite.** New York: John Wiley & Sons. 1943.

SILVA, L. C., McNAUGHTON, N.J., ARMSTRONG, R., HARTMANN, L. A., FLETCHER, I.R. **The neoproterozoic Mantiqueira province and its african connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens.** Precambrian Research, 136, 203-240. 2005.

SOLIANI JR., E. **Os dados eocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica.** Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo. 1986.

SOMMER, C.A., LIMA, E. F., NARDI L. V. S., FIGUEIREDO A. M. G., PIEROSAN, R. **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. 2005.

STRECKEISEN, A. L. **Classification and nomenclature of igneous rocks.** Final report of an inquiry. Neues Jahrbuch für Mineralogie (107), 144-240. 1967.

SUN, S. S., & McDONOUGH, W. F.. **Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes.** Geologic Society of London(42), pp. 313-345p. 1989.

SUN, W.; McDONOUGH, W. F.. **Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes.** Geological Society London Special Publications, 42(1). 1988.

THOMPSON, R. N.. **Magmatism of British tertiary volcanics provinces.** Scottish Journal of Geology, 18, pp. 50-107p. 1982.

TICO, H. N., & GREGORY, T. R. **Investigação de Lineamentos magnéticos no Rio Grande do Sul: Localizando os diques de direção NW em uma área do sudeste do Rio Grande do Sul.** Anais do 10º Salão Internacional de Ensino, Pesquisa e Extensão da UNIPAMPA (p. 6). Santana do Livramento: Universidade Federal do Pampa. 2018.

TOMLINSON, K. Y., CONDIE, K. C. **Archean mantle plumes: evidence from greenstone belt geochemistry.** In: ERNST, R. E. BUCHAN, K. E.(eds), Mantle Plumes: Their Identification Through Time. GSA Special Publication, 352, 341-357. 2001.

TRAVASSOS, R. P.. **Interpretação regional do escudo Sul-Rio-grandense- Rio Grande do Sul- Brasil, com base em aeromagnetometria.** Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília , IG-Instituto de Geociências., Brasília. 2014.

VIERO, A. P.. **O magmatismo máfico alcalino Mesozoico do Rio Grande do Sul.** Ph. D Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1998.

WILDNER, W., LIMA, E. F., NARDI, L. S., & SOMMER, C.. **Volcanic cycles and setting in the neoproterozoic III to the ordovician Camaquã Basin succession in the southern Brazil: Characteristics of post-collisional magmatism.** Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1-2(118), 261-283. 2002.

WILDNER, W., RAMGRAB, G. E., LOPES, R. C., & IGLESIAS, C. F. (2008). **Geologia e recursos minerais do estado do Rio Grande do Sul.** Relatório Técnico , CPRM, Programa Geologia do Brasil.

WILSON, M. **Igneous Petrogenesis.** London: Unwin Hyman. 1989.

XU, Y.-G. H.-L.. **Geologic, geochemical and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishian flood-basalt province.** Geology, 32, 917-920. 2004.

ZERFASS, H., CHEMALE JR, F., SCHULTZ, C. L., & LAVINIA, E. **Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic.** Sedimentary Geology 166, 265-292. 2003.

ZERFASS, H., LAVINA, E., & CHEMALE JR, F. **Tectonic Control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, Southernmost Brasil, and its Correlation to the Waterberg Basil, Namíbia.** Gondwana Research, 8(2), 163-176. 2005.

ZHANG, M. O.-L.. **Flood basalts and metallogeny: The lithospheric mantle connection.** Earth-Science Reviews, 86, pp. 145-174. 2008.

ZHAO, J.-X. M.. **Characterisation of a plumerelated c. 800 Ma magmatic event and its implications for basin formation in central-southern Australia.** Earth and Planetary Science Letters, 121, 349-367. 1994.