

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

**GEOQUÍMICA E AMBIENTE GEOTECTÔNICO DOS METABASITOS DA REGIÃO
DE CAÇAPAVA DO SUL, RS.**

VICTOR BICALHO DA SILVA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus

Porto Alegre – 2018

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

**GEOQUÍMICA E AMBIENTE GEOTECTÔNICO DOS METABASITOS DA REGIÃO
DE CAÇAPAVA DO SUL, RS.**

VICTOR BICALHO DA SILVA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil

Prof. Dr. Luis Henrique Ronchi – Curso de Engenharia Geológica, Universidade Federal de Pelotas, Brasil

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

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

Porto Alegre – 2018

VERSO DA FOLHA DE ROSTO

Agradecimentos

Primeiramente, gostaria de agradecer a minha mãe e família, que me apoiaram nestes dois anos de maneira incondicional na confecção dessa dissertação, mesmo estando distantes a maioria do tempo. Gostaria de agradecer também ao meu orientador Marcus Vinicius Dorneles Remus por ter acreditado na minha capacidade e ter me dado à oportunidade de ser seu orientando, mesmo sem me conhecer antes do início. Agradeço também aos meus colegas Brenda, Lauro, Kelvyn, Guilherme, Thamy e Prof. Dani pela ajuda dada durante o trabalho e aos companheiros de república Aurélio e Luiza Carolina.

Resumo

Este trabalho propõe a geração e fechamento de um proto-oceano e consequente formação de um arco de ilhas durante o Neoproterozóico no Complexo Metamórfico Passo Feio na região de Caçapava do Sul, RS. O Complexo Metamórfico Passo Feio, constituinte do Terreno São Gabriel, consiste em uma sequência metavulcanossedimentar supracrustal neoproterozóica intrudida pelo Granito Caçapava. O estudo utiliza petrografia, química de rocha total e química mineral por microsonda para classificar e identificar a afinidade geoquímica e ambiente tectônico de geração de anfibolitos contidos na sequência metavulcanossedimentar do Complexo Metamórfico Passo Feio. Os resultados são comparados com basaltos e *pillow lavas* da Formação Arroio Mudador, além de diques intermediários, básicos e ultrabásicos, intrudidos em rochas vulcanogênicas da Formação Hilário. A petrografia com auxílio da geotermometria da clorita, composição dos anfibólios e sua relação núcleo-borda permitiu a classificação da fácies metamórfica em prehnita-pumpeleíta para os basaltos e *pillow lavas*, xisto verde para os diques e fácies anfibolito inferior para os anfibolitos. Os diagramas discriminantes de geoquímica de rocha total e de química mineral indicam afinidade desde toleítica a alcalina para os diques da Formação Hilário. Os basaltos, *pillow lavas* e anfibolitos possuem composição basáltica a basáltico-andesítica e afinidade toleítica, por vezes transicionando para calci-alcalina, interpretados como derivados de um mesmo protólito basáltico. As diferenças mineralógicas devem-se aos diferentes graus metamórficos. Os diagramas discriminantes de ambientes geotectônicos indicam em sua maioria basaltos de arco vulcânico (e toleítos de arco de ilha que se incluem nessa classificação). Os dados obtidos combinados com dados da literatura permitiram a interpretação de um modelo de evolução onde há uma abertura de um proto-oceano através do rifteamento do Arco da Bossoroca em cerca de 760 Ma, onde houve a formação de um arco de ilha (rochas do Complexo Passo Feio), a precipitação de carbonatos e margas neste proto-oceano, subsequente fechamento, dois eventos de metamorfismo e por fim a intrusão do Granito Caçapava a 562 Ma.

Palavras-chave: Metabasitos; Complexo Passo Feio; Terreno São Gabriel; Geoquímica; Petrografia; Evolução metamórfica.

Abstract

This paper proposes the generation and closure of a proto-ocean and consequently formation of an island arc in the Neoproterozoic Passo Feio Metamorphic Complex, Caçapava do Sul region, southern Brazil. The Passo Feio Metamorphic Complex, São Gabriel Terrane, consists of a Neoproterozoic supracrustal metavolcano-sedimentary sequence intruded by the Caçapava Granite. The study uses petrography, whole-rock geochemistry and mineral chemistry by microprobe to classify and identify the geochemical affinity and tectonic environment of the amphibolites contained in the metavolcano-sedimentary sequence of Passo Feio Metamorphic Complex. The results are compared with the basalts and pillow lavas of Arroio Mudador Formation, besides intermediate, basic and ultrabasic dykes, intruded in nearby volcanogenic rocks of Hilário Formation. The petrography with aid of chlorite geothermometry, amphibole composition and its core-rim relation allow the metamorphic facies classification of prehnite-pumpellyite for the basalts and pillow lavas, greenschist for the dykes and lower amphibolite facies for the amphibolites. The whole-rock geochemistry and mineral chemistry discriminant diagrams indicate from tholeiitic to alkaline affinities for the Hilário Formation dykes. The basalts, pillow lavas and amphibolites have basaltic to basaltic-andesite composition and tholeiitic affinity, occasionally transitioning to calc-alkaline, and are interpreted as derived by the same basaltic protolith. The mineralogical differences are due to the different metamorphic grades. The geotectonic environment discriminant diagrams mostly indicate volcanic arc basalts (and island arc tholeiites, included in this classification). The present results combined with literature data allow an interpretation and propose a geotectonic evolution model for the region, starting with a proto-ocean opening through the Bossoroca Arc rifting in about 760 Ma, where occurred the formation of an island arc (Passo Feio Complex rocks), the precipitation of carbonates and marls in this proto-ocean, subsequent closure, two metamorphism events and at last the Caçapava Granite intrusion at ca. 562 Ma.

Keywords: Metabasites; Passo Feio Complex; São Gabriel Terrane; Geochemistry; Petrography; Metamorphic evolution.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Mapa de localização da área de estudo, com a locação dos pontos amostrados.....12
- Figura 2. Mapa geológico do Escudo Sul-Riograndense. Modificado de Saalman et al. 2010, compilado de diversos autores. AGSZ – Zona de Cisalhamento Arroio Grande; DCSZ - Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; ESZ – Zona de Cisalhamento Eral; VAYSZ – Zona de Cisalhamento Vila Ayrosa Galvão.18
- Figura 3. Esquema mostrando a estratigrafia e eventos orogênicos do Terreno São Gabriel. As rochas metassedimentares e metavulcânicas das Formações Cambaizinho e Cerro do Ouro (Grupo Palma Inferior - GPI) representam as unidades mais antigas. Estas são intrudidas pelo Diorito Passinho de 870 Ma assim como pelos gnaisses Cambaí de 750-700 Ma. A Formação Campestre (Grupo Palma Superior – GPS) provavelmente representa a contraparte vulcânica das rochas plutônicas de arco magmático, que metamorfizadas geraram os gnaisses Cambaí, por isso os limites estratigráficos são diacrônicos. Todas as unidades foram deformadas durante a fase de deformação D3. O Granito Santa Zélia intruiu durante os estágios tardios de D3. As sucessões inferiores da Bacia do Camaquã (molassas) foram deformadas de forma diferente das porções superiores. Os granitos Lavras e Caçapava são intrusões tardi a pós-tectônicas. Fonte: Modificado de Saalman et al. (2005).23
- Figura 4. Diagrama esquemático ilustrando o modelo de ascensão e fusão por decompressão de diferentes fontes para geração de N-MORBs e E-MORBs. Fonte: Winter (2014).....31
- Figura 5. Seção esquemática de um arco de ilha típico. Fonte: Winter (2014), adaptado de Gill (1981).....35
- Figura 6. Seção esquemática de uma zona de subducção formando um arco magmático continental. Fonte: Winter (2014).....36
- Figura 7. Diagrama de corte ilustrando possíveis modelos do desenvolvimento de derrames basálticos. DM: Manto depletado (fonte de MORB). Fonte: Winter (2014).37
- Figura 8. Diagrama discriminante $MnO-TiO_2-P_2O_5$ para determinação de ambiente geotectônico. OIT: Toleito de ilha oceânica; OIA: Basalto alcalino de ilha oceânica;

IAT: Toleíte de arco de ilha; CAB: Basalto calci-alcálico de arco de ilha. Fonte: Mullen (1983).	39
Figura 9. Diagramas discriminantes de $Zr/TiO_2 \times Nb/Y$ (Winchester & Floyd 1977), $Nb/Y \times Zr/P_2O_5$ (Floyd & Winchester 1975), $P_2O_5 \times Zr$ (Winchester & Floyd 1976) e $TiO_2 \times Zr/P_2O_5$ (Winchester & Floyd 1976), para a classificação da rocha por elementos traço e determinação da afinidade geoquímica.	40
Figura 10. Classificação dos piroxênios de Na e Ca-Mg-Fe (Quad) à esquerda, com detalhe dos piroxênios de Ca-Mg-Fe à direita. Os ortopiroxênios possuem a mesma composição do campo da clinoenstatita-clinoferrossilita. Fonte: Modificado de Morimoto (1988).	41
Figura 11. Diagramas discriminantes de clinopiroxênios. Fonte: Modificado de Leterrier et al. (1982) e Le Bas (1962).	44
Artigo:	
Figure 1. Map of the study area showing the sample locations, highlighting the most relevant samples.	61
Figure 2. Photomicrographs of representative portions of each studied lithotype, with crossed polarizers and natural light respectively: Basalts (A and B), pillow lavas (C and D), intermediate to mafic dikes (E and F) and amphibolites (G e H), with 50x magnification. Amp: amphibole; Chl: chlorite; Ep: epidote; Kae: kaersutite; Pl: plagioclase; Px: pyroxene.	65
Figure 3. Diagram of calcic and sodic-calcic amphibole classification according to Leake (1997). The arrows indicate the core to rim relationship. Analyzed samples: MB4, MB15 and V41 (amphibolites), V13 and P14 (dikes).	68
Figure 4. Feldspar classification diagram according to Deer et al. (1992). Part of the diagram was cut for better visualization. Analyzed samples: MB4, MB15 and V41 (amphibolites), P14 (dikes), M13 (basalt) and M16 (pillow lava).	69
Figure 5. Clinopyroxene classification diagram according to Morimoto (1998).	70
Figure 6. Epidote classification diagram according to Franz & Liebscher (2004). The Cr (tawmanite) field was cut for better visualization.	71
Figure 7. A: Chlorite classification diagram by Zane & Weiss (1998); B: Temperature x Si (apfu) diagram of De Caritat et al. (1993).	72
Figure 8. Volcanic rock classification diagram through chemical composition TAS (total alkali silica) (Le Bas et al. 1986); B: Volcanic rock classification diagram through trace elements $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ (Winchester & Floyd 1977).	74

- Figure 9. Basalt geochemical affinity classification diagrams. A: $Nb/Y \times Zr/P_2O_5$ (Floyd & Winchester 1975). B: $TiO_2 \times Zr/P_2O_5$ (Winchester & Floyd 1976). C: $Zr-P_2O_5$ wt.% (Winchester & Floyd 1976).75
- Figure 10. A B and C: Discriminant diagrams using clinopyroxenes according to Leterrier et al. (1982) to geochemical affinity and geotectonic environment classification. The arrows show the subsequent utilization order for correct classification. The continuous and dashed lines show the areas of greatest frequency from the author's analyzed samples of each classification field. D: Geochemical affinity discriminant diagram after Le Bas (1962).77
- Figure 11. Geotectonic environment discriminant diagrams. A: $MnO-TiO_2-P_2O_5$ (Mullen 1983). B: Th-Hf-Ta (Wood et al. 1979). C: Zr-Nb-Y (Meschede 1986). D: Zr-Ti-Y (Pearce & Cann 1973).79
- Figure 12. A: Spider diagram normalized by Dilek & Furnes (2011) provided values; B: Th/Yb- Ta/Yb (Pearce 1982) diagram; C: Volcanic arc ophiolites model by Dilek & Furnes (2011), related to the rocks of the studied region; D: V-Ti (Shervais 1982) diagram; the dashed field represents the frequency area of volcanic arc type ophiolite samples reclassified by Dilek & Furnes (2011).80
- Figure 13. Simplified tectonic evolution model of the Passo Feio Metamorphic Complex rocks.....82

LISTA DE TABELAS

Table 1. Modal quantification of representative thin sections of the studied lithologies, with a total of 600 points per sample.	63
Table 2. Representative samples of analyzed minerals in the electronic microprobe. n.a.: not analyzed; amphib.: amphibolite.	67
Table 3. Whole-rock geochemical data of eight representative samples. The major elements are represented in weight % and the trace elements in ppm. n.a.: not analyzed; n.d.: not detected.	73

LISTA DE ANEXOS

ANEXO 1: Resultado das análises químicas de rocha total (óxidos em porcentagem de peso) dos elementos maiores e menores.....	88
ANEXO 2: Resultado das análises químicas de rocha total (ppm) dos elementos traço. N.a.: não analisado.	89
ANEXO 3: Resultado das análises de microsonda eletrônica (óxidos em porcentagem de peso) dos anfibólios. n.a.: não analisado.	91
ANEXO 4: Resultado das análises de microsonda eletrônica (óxidos em porcentagem de peso) das cloritas.	94
ANEXO 5: Resultado das análises de microsonda eletrônica (óxidos em porcentagem de peso) dos epidotos. n.a.: não analisado.	96
ANEXO 6: Resultado das análises de microsonda eletrônica (óxidos em porcentagem de peso) dos feldspatos. n.a.: não analisado.	99
ANEXO 7: Resultado das análises de microsonda eletrônica (óxidos em porcentagem de peso) dos piroxênios.	100
ANEXO 8: Contagens modais de lâminas delgadas.	104
ANEXO 9: Mapa de pontos da porção norte do estudo.	105
ANEXO 10: Comprovante de submissão de artigo para a Brazilian Journal of Geology.	106

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	10
1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	11
1.2. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	12
1.3. OBJETIVOS	13
1.4. METODOLOGIA	13
1.4.1. ETAPA PRÉ-CAMPO	14
1.4.2. ETAPA DE CAMPO.....	14
1.4.3. TÉCNICAS DE ANÁLISE	14
1.4.3.1. Confeção de lâminas e análise petrográfica.....	14
1.4.3.2. Análise química por Fluorescência de Raios-X.....	15
1.4.3.3. Microsonda Eletrônica.....	15
1.4.3.4. ICP/MS (Espectroscopia de massa indutivamente acoplado).....	16
1.4.3.5. Etapa de conclusão.....	16
2. ESTADO DA ARTE	16
2.1. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA	16
2.2. METABASITOS.....	28
2.3. AMBIENTES FORMADORES DE BASALTOS	29
2.3.1. AMBIENTES EXTENSIONAIS.....	30
2.3.1.1. Cordilheiras Meso-Oceânicas	30
2.3.1.2. Riftes Continentais	31
2.3.1.3. Platôs Continentais de Derrames Basálticos Toleíticos	33
2.3.2. AMBIENTES COMPRESSIVOS.....	33
2.3.2.1. Arcos de Ilhas	33
2.3.2.2. Margem Continental Ativa	35
2.3.3. MAGMATISMO INTRAPLACA	36
2.4. USO DE DIAGRAMAS DISCRIMINANTES	37

2.4.1. Diagramas baseados na composição dos elementos maiores.....	38
2.4.2. Diagramas baseados na composição dos elementos menores.....	39
2.4.3. Diagramas baseados em elementos traço	39
2.5. PIROXÊNIO	41
REFERÊNCIAS.....	44
3. ARTIGO SUBMETIDO	58
ANEXOS	89

1. INTRODUÇÃO

Metabasitos são rochas que registram com relativa precisão as condições de metamorfismo dos cinturões metamórficos e ocorrem nos mais diversificados ambientes geotectônicos do planeta desde o Arqueano até o Fanerozóico. A composição química dos elementos maiores e traço na rocha total dos metabasitos, combinado com a composição do piroxênio magmático do protólito e a associação petroectônica de campo, permitem identificar a afinidade geoquímica – série magmática - e os possíveis ambientes geotectônicos de sua geração (Leterrier et al. 1982, Morris 1988, Floyd et al. 2000, Maniesi & Oliveira 2000, Xu et al. 2008, Faleiros et al. 2011). Este trabalho focaliza os metabasitos que ocorrem associados ao Complexo Metamórfico Passo Feio, constituinte do Terreno São Gabriel, localizado na região de Caçapava do Sul – RS. Este complexo metamórfico é composto por uma sequência metavulcanossedimentar neoproterozóica intrudida pelo Granito Caçapava a cerca de 562 Ma (Remus et al. 2000). Uma importante fração desta sequência é constituída por rochas metabásicas cuja natureza e origem é investigada neste trabalho.

As rochas máficas ortoderivadas do Complexo Passo Feio não possuem uma origem clara acerca da formação do protólito e ambiente tectônico, necessitando de novos estudos para determinação de sua origem e evolução, o que pode auxiliar no entendimento da evolução do Terreno São Gabriel como um todo.

Diversos estudos foram realizados na sequência supracrustal relacionada à unidade Passo Feio (Ribeiro et al. 1966, Ribeiro 1970, Macedo et al. 1978, Bitencourt & Hartmann 1984b) mas não existe um consenso acerca da origem destas supracrustais. Os diversos autores propuseram diferentes ambientes geotectônicos para sua origem e evolução: Jost (1966), Szubert et al. (1977), e Frago Cesar (1991) o classificam como ofiolitos (*nappes* da litosfera oceânica tectonicamente imbricadas nas porções continentais). Já Jost & Hartmann (1984), Bitencourt & Hartmann (1984a e b) Remus et al. (1993), Remus et al. (1999) e Hartmann & Remus (2000) as classificam como *greenstone belts*, relacionadas com as rochas granito-gnáissicas como terrenos granito-*greenstone* de idade Pré-Cambriana.

Os dados levantados e as interpretações permitem propor um modelo de evolução num ambiente geotectônico envolvendo a abertura e fechamento de um

proto-oceano e geração de arco vulcânico, finalizando com uma colisão continental e a intrusão do Granito Caçapava.

1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área investigada localiza-se na região de Caçapava do Sul e consiste no estudo petrológico de anfibolitos e anfibólio xistos contidos na sequência metavulcanossedimentar do Complexo Metamórfico Passo Feio e sua comparação com basaltos e *pillow lavas* da Formação Arroio Mudador, além de diques intermediários, básicos e ultrabásicos, intrudidos em rochas vulcanogênicas da Formação Hilário. Os afloramentos examinados encontram-se em sua totalidade no município de Caçapava do Sul, a 260 km de Porto Alegre, com acesso através da BR-290, BR-392, BR-153 e por estradas vicinais (Figura 1).

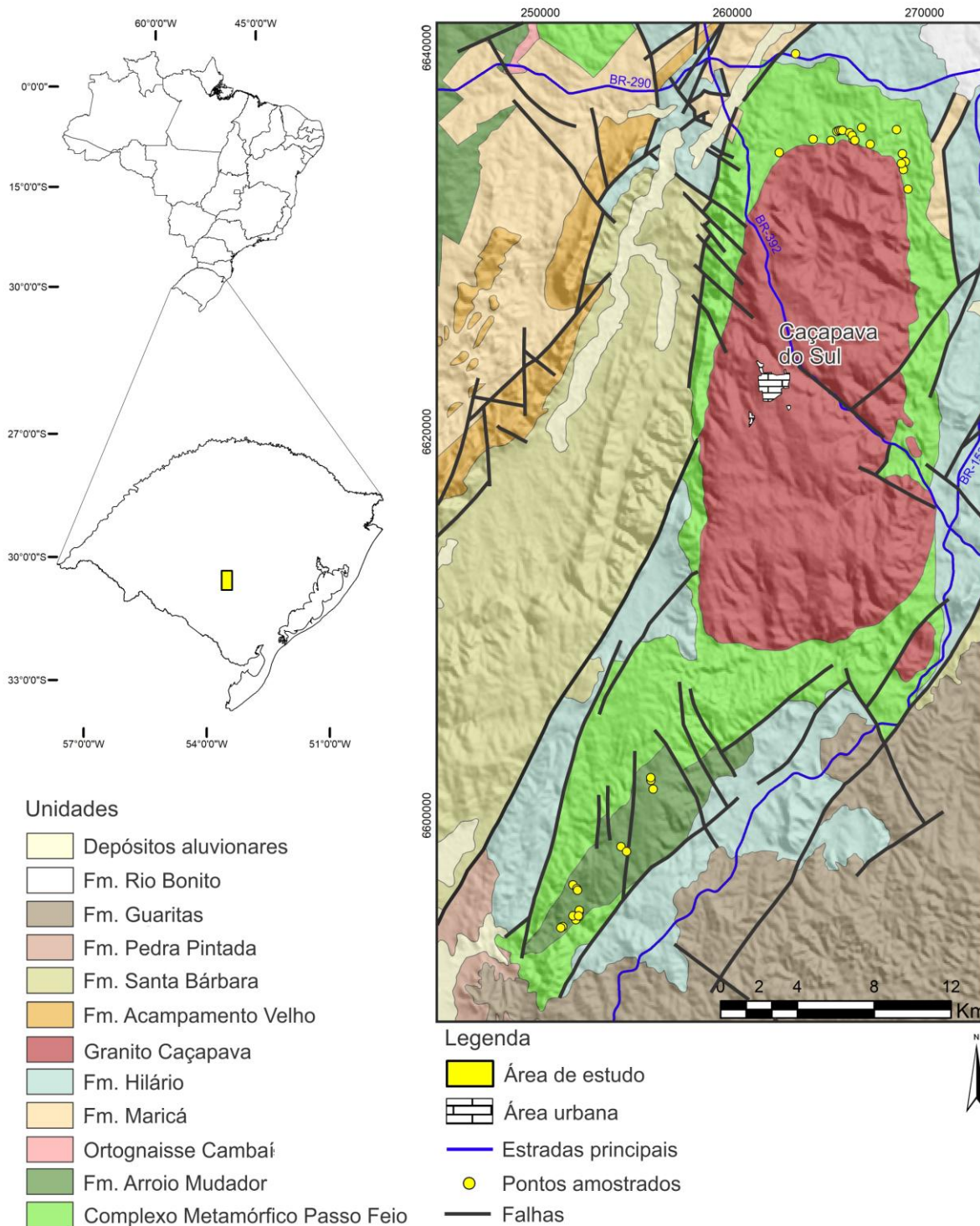


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo, com a locação dos pontos amostrados.

1.2. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de artigos publicados em periódicos ou publicações equivalentes. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- A) Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos;
- B) O estado da arte sobre o tema de pesquisa;
- C) Artigo submetido a periódico com corpo editorial permanente e revisores independentes escritos pelo autor durante o desenvolvimento de seu Mestrado, incluindo os resultados obtidos, discussões e conclusões;
- D) Anexos, compreendendo documentação pertinente de natureza numérica, gráfica e fotográfica que, por sua dimensão e/ou natureza não pode ser incluída no artigo.

1.3. OBJETIVOS

Este trabalho consiste num estudo petrológico dos metabasitos utilizando petrografia, composição química de rocha total e química mineral por microsonda. Pretende-se classificar e identificar a afinidade geoquímica e ambiente tectônico de geração de anfibolitos contidos na sequência metavulcanossedimentar do Complexo Metamórfico Passo Feio e sua comparação com basaltos e *pillow lavas* da Formação Arroio Mudador, além de diques intermediários, básicos e ultrabásicos, intrudidos em rochas vulcanogênicas da Formação Hilário. O estudo do epidoto, clorita, plagioclásio e piroxênio e da zonação composicional de anfibólio permitem avaliar e propor uma evolução metamórfica para estas rochas metabásicas. A união de todas as informações obtidas possibilita a proposição de um modelo de evolução e do ambiente geotectônico de formação dos metabasitos e rochas associadas do Complexo Passo Feio.

1.4. METODOLOGIA

A confecção deste projeto se concebeu através de três etapas: a etapa pré-campo, o trabalho de campo em si e a etapa pós-campo, consistindo do trabalho laboratorial (técnicas analíticas) e da interpretação dos resultados e subsequentes conclusões.

1.4.1. ETAPA PRÉ-CAMPO

Primeiro, foi realizada a pesquisa bibliográfica do local de estudo, com o início da elaboração do estado da arte, que inclui a geologia regional do Escudo Sul-Rio-Grandense e principalmente do Terreno São Gabriel para o melhor entendimento do contexto geológico da região e capítulos dedicados aos assuntos abordados neste projeto.

Também foi realizado o levantamento cartográfico para definição de áreas de interesse e utilização dos mapas em campo, como o mapa geológico do Rio Grande do Sul (Wildner et al. 2006), em escala 1:750.000 e a folha SH.22-Y-A (Cachoeira do Sul) em escala 1:250.000 (Porcher & Lopes 2000) e confecção do mapa de localização com vetores do mapa geológico estadual supracitado, imagem SRTM fornecida pelo EMBRAPA, convertido para relevo sombreado e vetores fornecidos pelo IBGE no Datum SIRGAS 2000, utilizando o *software* ArcMap 10.2.

1.4.2. ETAPA DE CAMPO

Esta etapa consistiu na visitação do local do estudo nas rochas contidas no Complexo Metamórfico Passo Feio, Formação Arroio Mudador e na Formação Hilário (Figura 1), com a descrição, fotografia, medida de estruturas e amostragem das rochas de interesse, para as subseqüentes análises laboratoriais descritas.

1.4.3. TÉCNICAS DE ANÁLISE

Nesta etapa, foram realizadas as técnicas analíticas e laboratoriais, com o intuito de adquirir os dados necessários para a elaboração deste trabalho, descritas a seguir.

1.4.3.1. Confecção de lâminas e análise petrográfica

As amostras coletadas foram lavadas e secas naturalmente. As mais resistentes e menos alteradas foram escolhidas para a laminação e polimento, sendo confeccionadas um total de seis lâminas no Anexo do Laboratório de

Preparação de Amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências (IGEO) da UFRGS.

A análise petrográfica foi realizada no microscópio modelo *Leica DM4500 P LED* com câmera acoplada (*modelo LEICA DFC495*), através de luz natural, polarizadores cruzados e luz refletida, para a descrição, caracterização mineralógica e textural, além das fotografias utilizadas neste projeto.

1.4.3.2. Análise química por Fluorescência de Raios-X

Para o preparo das amostras para a Espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX), primeiramente utilizou-se um britador para redução do tamanho das amostras. Depois, é feita a moagem manual em um cadinho até atingir um tamanho adequado (granulometria areia média) para possível cominuição das amostras em um moinho de bolas, até atingir a granulometria exigida de 200 mesh. Os equipamentos necessários nesta etapa foram utilizados no Anexo do Laboratório de Preparação de Amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), com obtenção de seis amostras diferentes.

Depois de gerada uma quantidade aproximada de 20g de cada amostra (pesadas em balança de precisão), embaladas e identificadas adequadamente, estas foram enviadas para o Laboratório de Análise Química de Rochas do IGEO – UFRGS. As análises químicas quantitativas foram feitas através da FRX consistindo de elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO e Fe_2O_3 (total), MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) e elementos traço (Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, As, Pb), através da técnica em amostra fundida, com curva de calibração por padrões de rocha. O espectrômetro utilizado está equipado com tubo de raios-x de rênio (Rh).

1.4.3.3. Microsonda Eletrônica

Foram utilizadas cinco lâminas polidas para esta análise, feitas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da CPGq, IGEO – UFRGS. Para a preparação das amostras, estas foram adequadamente limpas e posteriormente metalizadas com carbono na Metalizadora *Jeol JEE 4B*. As análises foram efetuadas na Microsonda eletrônica, modelo *Cameca SXFive*. Os minerais analisados foram: piroxênio (Si, Al,

Fe, Mg, Mn, Ti, K, Ca, Na, Cr, V, Ni), epidoto (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Mn, Ti, Cr, V, Y), anfibólio (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Cr, V, Ti, Mn, Ni, Y, F), plagioclásio (Si, Al, Na, Ca, K) e clorita (Si, Al, Fe, Mg, Mn, Cr, Ti, Ca).

1.4.3.4. ICP/MS (Espectroscopia de massa indutivamente acoplada)

As análises de elementos traços e terras raras foram realizadas nos laboratórios da ACME Labs, Canadá utilizando o equipamento de ICP-MS, num total de 20 amostras. O método de análise por ICP/MS fornece análises multi-elementares e isotópicas, com capacidade de determinar as concentrações de mais de 70 elementos químicos. A versatilidade da técnica a torna uma ferramenta analítica excelente para determinação de elementos traços. O limite de detecção para a maioria dos elementos é na escala de ppb e para alguns elementos pode chegar à escala de ppt.

1.4.3.5. Etapa de conclusão

Os textos confeccionados e os resultados obtidos pelas análises efetuadas foram compilados e interpretados, gerando a presente dissertação e o artigo submetido à Brazilian Journal of Geology, com a carta de aceite anexada.

2. ESTADO DA ARTE

2.1. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

A área de estudo insere-se na Província Estrutural Mantiqueira (definida por Almeida 1977) descrita por Heilbron et al. (2004) como um sistema orogênico Neoproterozóico, paralelo ao Oceano Atlântico. A província se estende desde o sul da Bahia até o Uruguai, com cerca de 700.000 km² de área.

O Escudo Sul-Riograndense, encontrado na porção meridional da Província supracitada, consiste de uma assembleia de rochas formadas desde o Arqueano até o Neoproterozóico, no qual houve a maior acresção nos ciclos orogênicos Transamazônico e Brasileiro. Este foi formado através da aglutinação de microcontinentes e arco de ilhas oceânicos em um antigo continente, atualmente o cráton Rio de la Plata. (Chemale Jr. 2000, Hartman et al. 2007). Os primeiros

trabalhos sobre a geologia do Escudo Sul-Riograndense foram feitos por Carvalho (1932 a 1937). No início da década de quarenta houve o trabalho de Leinz, Barbosa e Teixeira (1941), onde ocorreu a definição do termo “Escudo Sul-Rio-Grandense” e suas divisões geológicas regionais. Na década posterior houve primeira organização dos dados geológicos regionais, através da confecção do Mapa Mineiro-Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, realizado por Sena Sobrinho (1957) (apud Wildner 1990).

O Escudo pode ser dividido em quatro domínios tectônicos, denominados inicialmente de blocos e renomeados atualmente para terrenos: Taquarembó, Tijucas, Dom Feliciano e São Gabriel, este último onde se encontra a área de estudo (Figura 2).

O Terreno Taquarembó é constituído por fragmentos do Cráton Rio de La Plata de idade Neoarqueana a Paleoproterozóica, porém afetada também por eventos orogênicos ocorridos no Neoproterozóico, sendo este localizado a sudoeste do estado do Rio Grande do Sul. O Terreno é limitado ao norte pelo Lineamento Ibaré, a leste pela Anomalia Magnética Caçapava do Sul (Costa 1997) e a sul e oeste pela Bacia do Paraná (Figura 2) e é composto principalmente pelo Complexo Granulítico Santa Maria Chico (CGSMC), além das suítes intrusivas Santo Afonso e Saibro e o dacito subvulcânico Vauthier (Hartmann & Nardi 1982, Hartmann 1998, Chemale Jr. 2000, Hartmann et al. 2007).

O CMSGC é composto principalmente por granulitos bimodais básicos e ácidos (tonalito e trondhjemito) intercalados entre si, além de piroxenitos com presença de lente de lherzolitos, anortositos, silimanita gnaisses e gnaisse calciossilicáticos (Hartmann 1998, Hartmann et al. 2007). Aspectos petrográficos e de campo permitiram a identificação de quatro eventos metamórficos no Complexo. O primeiro evento (M1), um metamorfismo que atingiu a fácies granulito, foi observado através de porfiroblastos de clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio com exsolução marcante, com idade entre 2.5 e 2.3 Ga (Soliani Jr. 1986, Hartmann et al. 1999, Laux et al. 2012). O evento M2, sendo este representado pela maioria das rochas do Complexo, é gerado por um metamorfismo regional também de fácies granulito em 2.1 Ga (Hartmann 1987) (sin a pós-tectônico), onde foi formado ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio + granada + hornblenda + biotita + ilmenita/magnetita + quartzo. O evento M3 ocorre através do metamorfismo de contato ocasionado pelos granitos formados no evento Brasileiro (550 Ma), causando o retrometamorfismo e formação de actinolita, cummingtonita e

hornblenda, além de talco (alteração do ortopiroxênio). O ultimo evento (M4) ocasionou a geração de epidoto, microclina e clorita, vistas apenas ao longo de fraturas de zonas de cisalhamento (Hartmann 1991, Hartmann 1998).

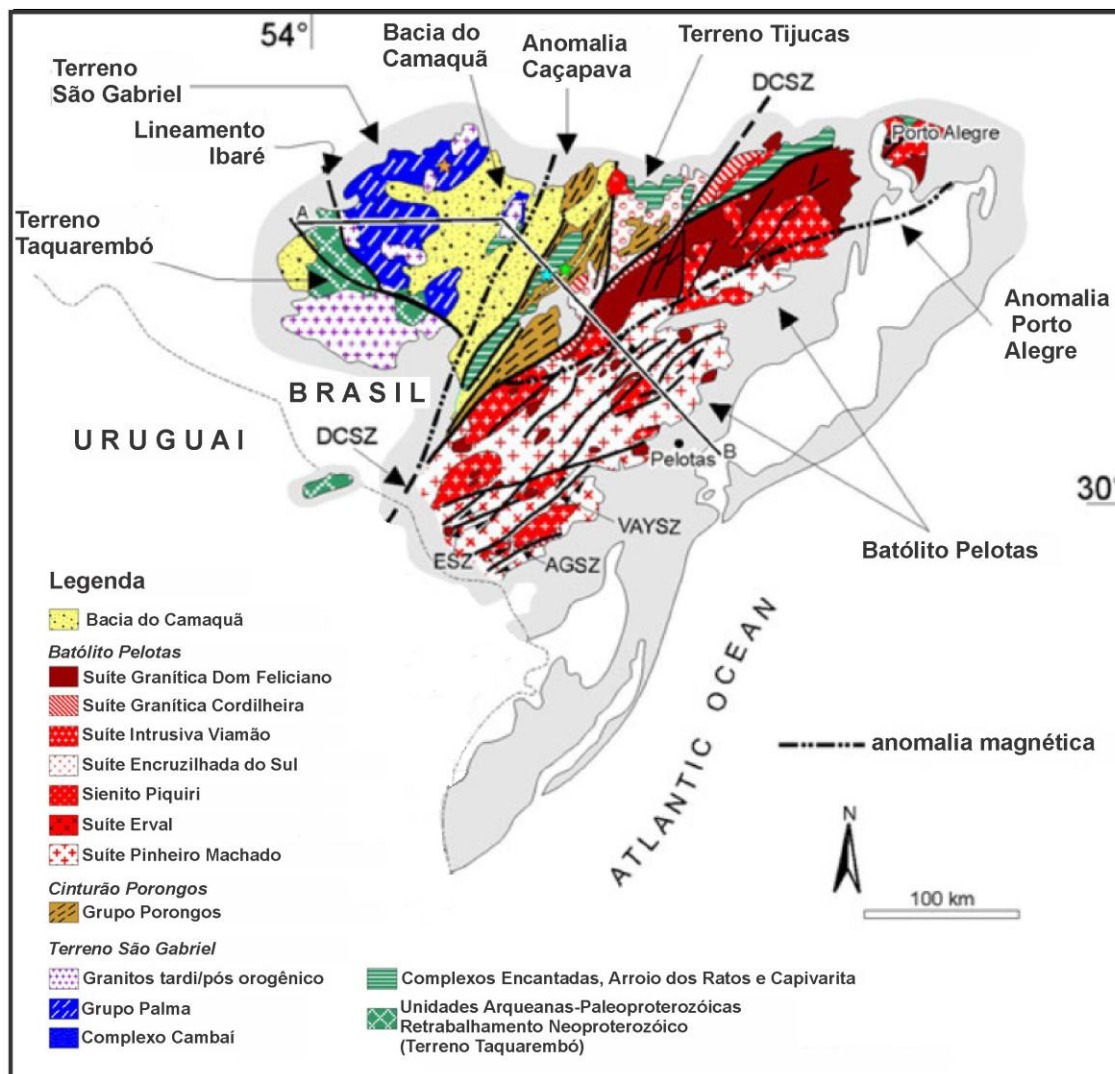


Figura 2. Mapa geológico do Escudo Sul-Riograndense. Modificado de Saalman et al. 2010, compilado de diversos autores. AGSZ – Zona de Cisalhamento Arroio Grande; DCSZ - Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; ESZ – Zona de Cisalhamento Erval; VAYSZ – Zona de Cisalhamento Vila Ayrosa Galvão.

O granito Santo Afonso ocorre intrusivo ao CGSMC (ocasionando o metamorfismo de contato supracitado). Com extensão de dezenas de quilômetros e ocorrendo como batólitos, possui composição predominante de monzogranitos, ocorrendo também como granodioritos ou sienitos (subalcalino), com idade 586 ± 48 Ma (Rb-Sr), com presença de megaxenólitos a pequenos xenólitos de gnaisses variados da região (Hartmann & Nardi 1982, Soliani Jr. 1986). Os corpos desta unidade e o complexo granulítico são intrudidos pela suíte intrusiva Saibro, com

corpos com extensão de alguns quilômetros e arredondados, com composição predominante de pertita granitos, porém também como sienogranitos, pertita sienitos e sienitos e idade em Rb-Sr de 557 ± 9 Ma (Teixeira 1982) (tardi a pós-orogênico). Quimicamente, este se diferencia do Santo Afonso e Vauthier (Hartmann & Nardi 1982, Nardi & Bonin 1991). Também ocorrem em extensão quilométrica rochas subvulcânicas da suíte Vauthier, intrusivas no complexo granulítico e nos batólitos Santo Afonso, classificadas como dacitos a riodacitos, com megaxenólitos de gnaisses, provavelmente do CGSMC. Sua composição química é bastante semelhante ao granito Santo Afonso (Hartmann & Nardi 1982).

O Terreno Tijucas se localiza na porção central do ESRG, limitado a oeste pela Anomalia Magnética Caçapava do Sul, ao leste pela Zona de Cisalhamento Dorsal Canguçu e a norte e sul pelos sedimentos da Bacia do Paraná, que cobre as rochas do Terreno. Ele é composto pelos ortognaisses e anfibolitos paleoproterozóicos do Complexo Encantadas, os metassedimentos e rochas metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos, rochas sedimentares (Guaritas, Piquiri e Boici) e granitóides deformados neoproterozóicos, principalmente o Gnaiss Capané (Chemale Jr. 2000, Hartmann et al. 2007).

O Complexo Encantadas é composto pelo Gnaiss Encantadas, que são gnaisses de composição tonalítica e trondhjemítica, ocorrendo em menor proporção com composição diorítica, além de hornblenditos e anfibolitos máficos. O gnaiss tonalítico é cinza escuro, com bandas máficas de biotita e anfibólio alternando com bandas félsicas de quartzo e plagioclásio. O gnaiss trondhjemítico possui um cinza mais claro e bandas mais incipientes, mas com texturas semelhantes ao gnaiss tonalítico. A idade magmática é de 2256 ± 8 Ma (gnaiss tonalítico) e de 2257 ± 12 Ma dos hornblenditos (ambos U-Pb em SHRIMP em zircões) e metamórfica do tonalítico de 2052 ± 5 Ma (Hartmann et al. 2000, Hartmann et al. 2003), indicando metamorfismo regional transamazônico, com o pico metamórfico atingindo fácies anfibolito médio a superior (Philipp et al. 1995, Philipp et al. 2008, Lusa et al. 2010). Ocorrem no complexo também os granitoides de Santana da Boa Vista, que estão milonitizados e ocorrem como corpos isolados ou como lentes centimétricas a métricas. Eles possuem composição de monzo a sienogranítica e possuem formas alongadas, sendo mais presentes ao longo do contato do Complexo Encantadas com o Complexo Porongos (uma zona de cisalhamento de baixo ângulo). Os corpos monzograníticos são maioria, possuem textura porfirítica e com *augen* de K-

feldspato e matriz milonítica, e os corpos sientograníticos são equigranulares e possuem textura protomilonítica a milonítica (Philipp et al. 2008, Lusa et al. 2010).

O Complexo Metamórfico Porongos (também denominado de Grupo, Sub-Grupo ou classificado como Cinturão Porongos) consiste em um cinturão de xistos com orientação SW-NE. Ocorre sobreposto ao Complexo Encantadas (sendo este seu embasamento paleoproterozóico), tendo como contato uma zona de cisalhamento dúctil de baixo ângulo (Remus et al. 1990, Phillip et al. 1995, Hartmann et al. 2000, Saalman et al. 2006a, Saalman et al. 2010). Caracterizado como uma sequência metavulcanossedimentar, sua litologia é composta por metadacitos e metariolitos de caráter subalcalino, granitoides milonitizados, além de metapelitos, metarcóseos, xistos grafitosos e lentes de quartzito, mármore e metaultramáficas (serpentinitos, clorita xistos), com pico metamórfico em fácies xisto verde superior a anfíbolito (Jost & Bitencourt 1980, Chemale 2000, Saalman et al. 2006a). As rochas do complexo são de idade neoproterozóica, onde os metadacitos fornecem idade de $807 \pm 6,8$ Ma (U-Pb SHRIMP) interpretada como idade de cristalização magmática (Petry et al. 2014) e os metariolitos com idade de 789 ± 6 Ma (Saalman et al. 2011), sendo estas as idades próximas a uma idade deposicional das rochas metassedimentares (Saalman et al. 2006a). Foram descritos cinco eventos deformacionais e metamórficos associados no complexo. A primeira (D1) causou a formação da foliação principal (S1), com geração de veios de quartzo paralelos a foliação. O D2 causou dobras isoclinais milimétricas a centimétricas da foliação e dos veios de quartzo, gerando a S2 paralela à S1. O evento deformacional D3 formou novas dobras isoclinais, e formando nova foliação S3, paralela a S2. Os eventos D3 e D2 são contemporâneos ao pico metamórfico. O evento D4, com condições de metamorfismo retrógradas, causa a formação de dobras abertas de dimensões decimétricas até centenas de metros e crenulação das foliações anteriores. O D5 (último evento), de natureza rúptil, ocorre pelo soerguimento dos gnaisses do embasamento (Saalman et al. 2006a).

Recobrando porções do Terreno Tijucas e o São Gabriel encontra-se a Bacia do Camaquã, formada por rochas vulcanossedimentares pós-orogênicas de idade neoproterozóica a paleozóica. Segundo Borba (2006), a Bacia pode ser dividida em cinco unidades, limitadas por discordâncias angulares ou erosivas: Formação Maricá, Grupo Bom Jardim, Formação Acampamento Velho, Santa Bárbara e Guaritas.

A Formação Maricá é caracterizada principalmente por arenitos, folhelhos, siltitos e conglomerados, interpretado como sistemas fluviais, deltaicos e marinhos rasos depositados sobre uma borda de escudo retrabalhada, com idade aproximada entre 670 e 605 Ma (Leinz et al. 1941, Ribeiro 1983, Borba 2006, Borba et al. 2007). O Grupo Bom Jardim é constituído pelas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de composição andesítica da Formação Hilário com idade entre 590 e 585 Ma (Janikian et al. 2008), além de conglomerados vulcanogênicos, arenitos e siltitos subordinados da Formação Arroio dos Nobres (Ribeiro et al. 1966, Lima & Nardi 1998, Borba 2006). A Formação Acampamento Velho é formada por basaltos em sua base e riolitos piroclásticos e lavas no topo, recobrando as unidades Maricá e Bom Jesus em discordância angular, com idades desde $549,3 \pm 5$ Ma (método U-Pb SHRIMP - Sommer et al. 2003) até 574 Ma (Matté et al. 2016, Matté 2016), e com indicação de incremento de assimilação crustal da base para o topo (Cordani et al. 1974, Almeida et al. 2005, Borba 2006). A Formação Santa Bárbara, formada por siltitos, arenitos e conglomerados com imaturidade textural e composicional possui origem continental, sendo interpretada como de fácies aluviais e deltaicas, datada no Cambriano inferior pela icnofauna encontrada (Robertson 1966, Netto et al. 1992, Borba & Mizusaki 2002, Borba 2006). Por último, a Formação Guaritas, composta por siltitos, arenitos e conglomerados de deposição eólica (unidade Pedra Pintada) e fluvial (unidade Varzinha), com intercalação na base da Formação por rochas basálticas alcalinas (Membro Rodeio Velho), com idades entre $547 \pm 1,1$ Ma e $535,2 \pm 1,1$ Ma (Almeida et al. 2010, Almeida et al. 2012) (Goñi et al. 1962, Ribeiro et al. 1966, Scherer et al. 2003, Borba 2006).

Na porção leste do ESRG ocorre o Batólito Pelotas, definido por Fragozo César et al. (1986) como um complexo plutônico com várias intrusões (suítes), com magmatismo de duração aproximada de 70 Ma (630-570 Ma). É limitado a oeste pela Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu, a leste pela planície costeira e a norte pela Bacia do Paraná. Este se formou no final do Ciclo Brasileiro, através da subducção da litosfera oceânica e colisão continente-continente (Orogênese Dom Feliciano). O batólito possui grande extensão, com 400 km de comprimento e entre 80 a 120 km de largura, sendo composto por seis suítes graníticas (Suítes Intrusivas Pinheiro Machado, Erval, Viamão, Encruzilhada do Sul, Cordilheira e Dom Feliciano) e uma suíte sienítica (Piquiri) (Figura 2), com ocorrências de corpos básicos e enclaves máficos, além de rochas metamórficas de baixo a alto grau (xenólitos do

embasamento) em todas as suítes descritas (Philipp 1998, Chemale Jr. 2000, Hartmann et al. 2000, Philipp & Machado 2001, Philipp et al. 2002).

O Terreno São Gabriel, localizado na porção oeste do ESRG, primeiramente individualizado por Jost & Hartmann (1984), é limitado a leste pela Anomalia Magnética Caçapava do Sul (Costa 1997), com a anomalia coberta extensamente pelas sucessões da Bacia do Camaquã, a sudoeste pelo Lineamento Ibaré (contato com o Terreno Taquarembó), além das coberturas fanerozóicas da Bacia do Paraná (Figura 2). De acordo com a divisão utilizada por Saalman et al. (2010), o Terreno é composto por gnaisses calci-alcalinos juvenis e metagranitóides do Complexo Cambaí, além de uma sucessão metavulcanossedimentar (metavulcânicas máficas intercaladas por xistos e gnaisses) do Grupo Palma (Figura 3) (Babinski et al. 1996, Remus et al. 2000a, Saalman et al. 2005, Hartmann et al. 2007).

Foram descritas quatro fases deformacionais no Terreno São Gabriel, sendo as três primeiras de caráter dúctil, e a última rúptil-dúctil. A fase D1, encontrada nas rochas do Grupo Palma inferior e do Complexo Metamórfico Passo Feio, consiste da mobilização de quartzo, formando veios paralelos à foliação S1, e subsequente deformação, causando a formação de um bandamento composicional. Isso ocorre em rochas metassedimentares, especificamente metapelitos. Não foi observada essa mobilização em rochas básicas destas unidades, porém isso não exclui o evento D1 nestas. A temperatura estimada para essa fase é próxima de 300°C (fácies xisto verde inferior) (Voll 1960, 1969 apud Saalman et al. 2006b, Saalman et al. 2006b). A fase D2, que ocorre no Grupo Palma Inferior e Complexo Passo Feio, consiste no dobramento de S1, afetando sua composição e causando mobilização do quartzo, formando dobras isoclinais de dimensões milimétricas a métricas, formando a foliação de plano axial S2. Nesta fase é atingido o pico metamórfico, com temperaturas próximas de 600°C (fácies anfíbolito) (Saalman et al. 2006b). A fase D3, primeira que deformou o Grupo Palma Superior (Formação Campestre) e o Complexo Cambaí e terceira nas unidades supracitadas, é caracterizada por uma transpressão dextral, zonas de cisalhamento NE-SW, além de dobramentos. As zonas de cisalhamento ocorrem preferencialmente nas rochas plutônicas (Complexo Cambaí, granitos Sanga do Jobim e Santa Zélia ocorrendo como corpos alongados em direção NE-SW), enquanto nos xistos do Grupo Palma ocorre o predomínio de dobramentos da foliação S2 e das dobras do evento anterior. O metamorfismo dessa fase é retrogrado, não ultrapassando os 500°C (fácies xisto verde), inferido por formação de actinolita em anfíbolitos, epidoto secundário e clorita

(por quebra de anfibólio e plagioclásio), além da formação de serpentina em xistos magnesianos (Saalman et al. 2006b). Por último, ocorre a fase D4, caracterizada por cavalgamentos rúpteis-dúcteis, ocorrendo principalmente em contatos de diferentes litologias, subordinadamente dentro de unidades individualmente com formação de dobras e *kink bands*, além da reativação de zonas de cisalhamento do evento D3. Ocorrem também cataclasitos e fraturamento das rochas. Esta fase afeta todas as unidades do Terreno São Gabriel, além de, possivelmente, sucessões inferiores da Bacia do Camaquã. Vale destacar o cavalgamento de porção do Complexo Passo Feio na margem oeste do Granito Caçapava com alto mergulho, causado pela rotação das falhas durante o encaixamento do Granito (Saalman et al. 2006b).

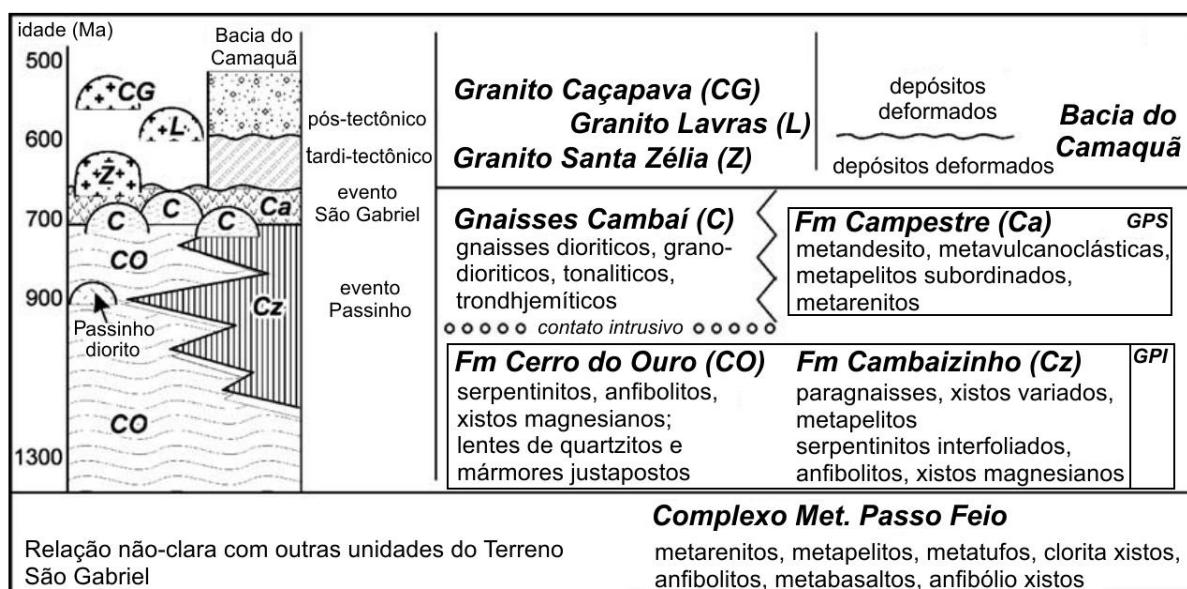


Figura 3. Esquema mostrando a estratigrafia e eventos orogênicos do Terreno São Gabriel. As rochas metassedimentares e metavulcânicas das Formações Cambaizinho e Cerro do Ouro (Grupo Palma Inferior - GPI) representam as unidades mais antigas. Estas são intrudidas pelo Diorito Passinho de 870 Ma assim como pelos gnaisses Cambaí de 750-700 Ma. A Formação Campestre (Grupo Palma Superior - GPS) provavelmente representa a contraparte vulcânica das rochas plutônicas de arco magmático, que metamorfizadas geraram os gnaisses Cambaí, por isso os limites estratigráficos são diacrônicos. Todas as unidades foram deformadas durante a fase de deformação D3. O Granito Santa Zélia intruiu durante os estágios tardios de D3. As sucessões inferiores da Bacia do Camaquã (molassas) foram deformadas de forma diferente das porções superiores. Os granitos Lavras e Caçapava são intrusões tardi a pós-tectônicas. Fonte: Modificado de Saalman et al. (2005).

O Complexo Cambaí é formado por gnaisses de composições monzograníticas, granodioríticas, dioríticas, tonalíticas e trondhjemíticas formadas em ambiente de arco magmático, com intercalações de anfibolitos, metaultramáficas, metagabros, mármores e metapelitos. Os corpos metaultramáficos são compostos por anfibolitos, harzburgitos serpentinizados, serpentinitos e xistos magnesianos

(Formação Cerro Mantiqueiras). Essa associação de rochas ultramáficas é considerada como lascas de ofiolitos (Leite 1997) ou fragmentos de cordilheira meso-oceânica do Oceano Charrua (Fragoso-César 1991) ou ainda de uma bacia de *back-arc*. As rochas plutônicas metamorizadas foram interpretadas como formadas em ambiente de arco magmático (Babinski et al. 1996). Os gnaisses foram datados (U-Pb em SHRIMP) entre 750 e 700 Ma (Babinski et al. 1996), porém o diorito Passinho forneceu idade de magmatismo de 879 ± 14 Ma (Leite et al. 1998, Silva Filho e Soliani 1987 apud Saalman et al. 2005, Remus 1990, Fernandes et al. 1992, Saalman et al. 2005, Hartmann et al. 2007).

As rochas anteriormente descritas ocorrem intrusivas no Grupo Palma. O Grupo Palma é composto por uma sucessão metavulcanossedimentar de rochas máficas e ultramáficas intercaladas com xistos e gnaisses provavelmente metassedimentares (Saalman et al. 2006b). Este é dividido em unidade inferior (Formação Cerro do Ouro e Cambaizinho) e superior (Formação Campestre), pela ausência das fases de deformação D1 e D2 na Fm. Campestre. Na unidade inferior, ocorre a Fm. Cerro do Ouro, composta por metabasaltos, anfibolitos, rochas ultramáficas, tremolita-xistos, talco-clorita-xistos, olivina-talco-xistos e serpentinitos, intercalados com gnaisses anfibolíticos e quartzitos e mármores subordinados (lentes alongadas ou *boundins*) (Remus et al. 1993, Saalman et al. 2006b). A Formação Cambaizinho é formada por biotita e granada-biotita gnaisses de origem sedimentar, além de metapelitos, anfibólio gnaisses e quartzitos, intercalados com serpentinitos, anfibolitos e xistos magnesianos. A proporção de rochas metassedimentares em relação às metavulcânicas máficas nesta Formação é maior do que na Fm. Cerro do Ouro. Valores positivos de $E_{Nd(t)}$ das rochas metavulcânicas e metassedimentares indicam que as rochas metassedimentares se originaram de rochas ígneas juvenis formadas pouco antes destas, com pouca assimilação de crosta continental antiga (Saalman et al. 2005, Saalman et al. 2006b). Intrusivo à unidade inferior do Grupo Palma ocorrem granitos pós-tectônicos, com orientação NE-SW com até algumas centenas de metros e de idade de cristalização de 697 ± 3 Ma (Pb-Pb em zircão) (Remus et al. 2001). Já a unidade superior (Formação Campestre) é composta por andesitos, dacitos, tufos intermediários e rochas tufíticas de baixo grau de metamorfismo, além de metarenitos e metapelitos com contribuição vulcânica e preservação do acamamento S0. Idades de cristalização U-Pb desta formação de 753 ± 2 Ma (Machado et al. 1990) e 757 ± 17 Ma (Remus et al. 1999) foram encontradas. É sugerido que esta unidade seja a porção vulcânica de um arco magmático e

possivelmente relacionada com dioritos e tonalitos juvenis do Complexo Cambaí (Babinski et al. 1996, Hartmann et al. 2000, Saalman et al. 2005, Saalman et al. 2006b, Hartmann et al. 2007).

O Complexo Metamórfico Passo Feio consiste de associações de metapelitos, anfibolitos, anfibólio xistos, metagabros e metavulcanoclásticas ácidas a intermediárias com ocorrências de xistos magnesianos, lentes de mármore e basaltos com estruturas almofadadas de caráter toleítico. Esta é interpretada como parte de um ambiente de margem passiva tipo atlântico (Fragoso-César 1991) ou registro sedimentar de bacia do tipo *back-arc* (Fernandes et al. 1992). O Complexo circunda o Granito Caçapava, ocorrendo na porção leste e sul litologias mais antigas e na porção norte idades mais jovens. O Complexo possui idade neoproterozóica e foi derivado de fontes continentais diversas, evidenciado pela presença de xenocristais de zircões com idades arqueanas, paleoproterozóicas e neoproterozóicas. O primeiro metamorfismo desta unidade ocorreu em torno de 700 Ma com um segundo evento contemporâneo à intrusão do granito Caçapava, com idade de 562 ± 8 Ma (Remus et al. 2000).

Diversos autores (Issler 1983, Bittencourt 1983, Naumann et al. 1984 entre outros) denominaram de complexos os cinturões supracrustais do Escudo com associações de rochas máficas e ultramáficas, como o Complexo Passo Feio. Fragoso Cesar (1991) classifica as rochas do Complexo Passo Feio como parte do “Terreno Rio Vacacaí”, ou Formação Maricá, não sendo utilizada esta associação no presente trabalho.

Estas rochas supracrustais não possuem interpretação consensual de sua origem, existindo dois modelos propostos de sua evolução mais aceitos. O modelo de ofiolitos diz que as rochas máficas, ultramáficas e vulcanossedimentares do Terreno São Gabriel são constituídas de *nappes* (escamas) da litosfera oceânica tectonicamente imbricadas nas porções continentais (Jost 1966, Szubert et al. 1977, Szubert 1978 apud Fragoso Cesar 1991, Fragoso Cesar 1991). Há também a hipótese das supracrustais corresponderem a *greenstone belts*, relacionadas com as rochas granito-gnáissicas como terrenos granito-*greenstone* de idade arqueana a paleoproterozóica (Garcia & Hartmann 1981, Jost & Hartmann 1984, Remus et al. 1993, Remus et al. 1999, Hartmann & Remus 2000).

As rochas metassedimentares consistem principalmente de uma sequência areno-pelítica-carbonatada, depositadas possivelmente através de correntes de turbidez (Remus et al. 1991). As rochas ortoderivadas indicam derivação

vulcanogênica e afinidades geoquímicas toleíticas e alcalinas que indicam ambiente distensivo em rifte continental (Hartmann et al. 2000).

A porção norte e oeste do Complexo é composta por metapelitos, anfibolitos, xistos básicos e magnesianos (albita-clorita e cloritóide xistos) e metarenitos intercalados com rochas máficas a ultramáficas metamorfizadas, enquanto a sul do Granito Caçapava encontram-se granada-estauroлита xistos, ardósias, filitos e clorita-epidoto xistos. Na porção mais ao sul do ocorrem os basaltos da Formação Arroio Mudador, formados em ambiente subaquoso evidenciado por presença de *pillow lavas*, com paragênese incluindo prehnita e pumpeleíta, indicando grau baixo de metamorfismo, sendo interpretado o metamorfismo como de fundo oceânico, exclusivo desta formação (Macedo et al. 1978, Chaves et al. 2010).

A variação de alguns elementos com base nos valores de Niggli (*c, mg, al, alk, si*), nas rochas anfibolíticas do Complexo Metamórfico Passo Feio mostram-se compatíveis com padrões de diferenciação de rochas ígneas (Bitencourt & Hartmann, 1984). Os altos valores de Cr, Co e Ni também corroboram com a filiação ígnea dos anfibolitos. No entanto, algumas amostras de anfibolitos estudados pelos últimos autores mostram tendências sedimentares, o que corroboram com a hipótese de que parte das rochas anfibolíticas provém da mistura de materiais detríticos básicos e ultrabásicos com materiais sedimentares.

O metamorfismo regional varia de fácies xisto verde até fácies anfibolito, tendo esses registros sido preservados pelo gradiente metamórfico da zona da clorita a estauroлита (Remus et al, 2000, Saalman et al. 2006). Bitencourt (1983) descreveu dois eventos de metamorfismo regional (M1 e M2) nessas rochas. O primeiro (M1) atingindo fácies anfibolito, zona da estauroлита e o segundo (M2) é retrogressivo, de fácies xisto verde. Estes eventos foram acompanhados por duas fases de deformação.

Os metamorfitos do Complexo Passo Feio estão dispostos numa estrutura antiformal mergulhante para noroeste, com seu eixo apresentando baixo caimento ora para nordeste ora para sudoeste. No núcleo da estrutura antiformal está o corpo granítico. A superfície metamórfica dobrada do Complexo Passo Feio tende a contornar o corpo granítico, adquirindo uma direção aproximadamente norte-sul na área adjacente as bordas leste e oeste, e uma direção leste-oeste nas bordas norte e sul (Bitencourt 1983).

O Granito Caçapava constitui um corpo alongado na direção N-S, intrusivo nos metamorfitos de baixo a médio grau do Complexo Metamórfico Passo Feio. Os

efeitos do metamorfismo de contato são localizados e de pequena escala e restritos a alguns centímetros na forma de bandas ou bordas reativas, visíveis especialmente nos mármore. De acordo com Nardi & Bitencourt (1989), o Granito Caçapava é subdividido em três fácies principais: Biotita granitos, que possuem teores elevados de biotita e allanita como acessório característico. São predominantes na porção sul, sudoeste e oeste do corpo; Leucogranitos – possuem baixos teores de minerais máficos, contendo localmente granada e muscovita, com predominância no N-NE do corpo e; Granitóides transicionais - ocorrem preferencialmente na porção central e leste e apresentam teores de máficos e félsicos aproximando-se ao do biotita granito e dos leucogranitos. O contato com as rochas metamórficas do Complexo Passo Feio, descrito por Bitencourt (1983), é predominantemente concordante nas bordas sul e norte, com anfibolitos e xistos pelíticos. Enclaves de anfibolitos, mármore e xistos básicos são observados nos diferentes tipos graníticos. O magmatismo granítico apresenta afinidade cálcico-alcálica e forte similaridade com granitos gerados em regiões de arcos maduros ou pós-colisionais (Nardi & Bitencourt 1989). O complexo granítico mostra uma idade magmática de 562 ± 8 Ma (idade U/Pb em zircão via SHRIMP) (Remus et al. 2000).

A evolução tectônica no Neoproterozóico na margem leste do Cráton Rio de La Plata se inicia no evento Passinho (880 Ma registrado no diorito Passinho), sendo o registro mais antigo encontrado de subducção (Saalman et al. 2010). Saalman et al. (2005) interpretou como um arco intraoceânico com subducção no Cráton e subsequente acreção na margem. O segundo estágio se dá entre 760-700 Ma, através da subducção de crosta oceânica na mesma margem do Cráton, já com o arco magmático Passinho preso, causando a formação do Arco Vila Nova/Cambaí, composto por crosta juvenil. Os arcos já descritos foram fontes dos sedimentos que formaram as rochas metassedimentares do Grupo Palma. Ao mesmo tempo, houve a formação da bacia de rifte Porongos em margem passiva no bloco Encantadas, que se trata possivelmente de um microcontinente (não é certa sua origem) (Saalman et al. 2010). No terceiro estágio, entre 730 e 670 Ma, ocorre a acreção do Arco Vila Nova/Cambaí, junto com a colisão do Bloco Encantadas, que causa a deformação e metamorfismo da bacia Porongos, além do pico metamórfico no bloco (terreno) São Gabriel em fácies anfibolito e a fase deformacional D3 (cisalhamento NE-SW). Registros no terreno São Gabriel da subducção no Cráton Rio de la Plata se dão até 700-680 Ma (Saalman et al. 2010). No estágio pós-colisional de cisalhamento transcorrente paralelo ao orógeno, que dura de 680-580 Ma, a

acresção anteriormente descrita causa espessamento crustal e tectônica transcorrente NE-SW, gerando zonas de cisalhamento como a Dorsal do Canguçu e a zona de sutura Caçapava, estas formadas por acomodação de esforço. Também causa o movimento do bloco Encantadas para norte, além de cavalgamentos e dobramentos no Grupo Porongos e possivelmente a fase de deformação D4 (cavalgamentos) no Terreno São Gabriel (Saalman et al. 2010). O último estágio se dá entre 570-500 Ma, com a formação de depósitos de molassa não deformados da Bacia do Camaquã, representando o estágio extensional e do colapso do orógeno. Ocorre também a geração dos granitos tardios, como o Granito Caçapava em 560 Ma (Saalman et al. 2010).

2.2. METABASITOS

Metabasitos são rochas derivadas do metamorfismo sobre rochas básicas e podem ser encontrados intercalados com sequências metassedimentares em vários ambientes geológicos. Os metabasitos de origem ígnea e sedimentar possuem mineralogia similar e em situações do grau médio, por exemplo, a distinção entre anfibolitos de origem ígnea e sedimentar necessita do auxílio de dados químicos de elementos maiores e traços. A distinção entre anfibolitos orto e para-derivados pode também ser realizada através de dois aspectos principais: o primeiro, analisando a paragênese ígnea inicial (reliquiar), que em protólitos ígneos é formada por minerais anidros, diferente da paragênese sedimentar, formada por minerais argilosos; o segundo aspecto consiste na análise da mineralogia e das reações que ocorrem durante o metamorfismo (Yardley 1989).

Diversos critérios geoquímicos foram propostos por Leake (1964) para identificar os diferentes tipos de anfibolitos conforme discutido a seguir. Orto-anfibolitos podem ser distinguidos de para-anfibolitos pelos seus mais altos conteúdos de Cr, Ni e Ti, e mais baixas proporções de valores de k (número de Niggli). Porém este critério, baseado em níveis de abundância, pode ser ambíguo porque muitas rochas ígneas básicas podem ter baixos valores de Cr, Ni e Ti, e o metassomatismo alcalino em terrenos metamórficos muitas vezes distorce os valores de k. As variações na quantidade de elementos maiores podem ser utilizadas como critério adicional para distinguir orto e para-anfibolitos. O sistemático decréscimo dos números de Niggli mg e fm, com o aumento em si, alk, al, e ti é consequência da diferenciação magmática de magmas básicos. Por outro lado, se

um pelito com um número de mg de 0,35, fm de 40 e c de 5, fosse misturado com dolomitos (mg = 1,00, fm = 50, c = 50) um aumento sistemático em mg com decréscimo em si, alk, e al resultaria numa mudança em fm quase imperceptível. A principal diferença, quando comparada com variação de magmas básicos, seria um aumento em c bem marcado com a diminuição de mg. Infelizmente, as mudanças em c com mudança em mg em diferenciações ígneas são variáveis, dependendo principalmente do estágio de diferenciação. No estágio inicial de diferenciação de magmas básicos há um aumento brusco em c com decréscimo em mg devido à cristalização de olivina, seguida de clinopiroxênio e aumento de plagioclásios cálcicos. No estágio intermediário há o declínio em c com queda em mg por causa da cristalização de plagioclásio mais albitico e a diminuição nas proporções de clinopiroxênios. Estas tendências de diferenciação são bem observadas nos Doleritos de Karroo (Walker & Poldervaart 1949). Tais variações são comuns em muitas províncias ígneas básicas. Os trends produzidos por misturas de pelitos e calcários ou dolomito, ou ambos, utilizando mg contra c, distribuem-se aproximadamente em ângulos retos aos trends gerados por rochas ígneas básicas, quando as últimas mostram um aumento em c com decréscimo em mg. Assim, se varias análises de um determinado grupo de anfibolitos são disponíveis para definir uma tendência, deve ser possível distinguir-se para- de orto-anfibolitos (Leake 1964).

Mudanças mineralógicas significativas ocorrem durante o metamorfismo de rochas básicas e podem ser utilizadas para a distinção de fácies, como por exemplo: mudanças na composição de anfibólitos, formação de piroxênios e variação na composição do plagioclásio. Os anfibólitos são bons marcadores de grau metamórfico em rochas metabásicas. A presença de actinolita indica baixa temperatura, marcando fácies xisto verde, já a presença de hornblenda indica temperatura mais elevada e marca a fácies anfibolito. Glaucofano é um anfibólio encontrado somente em altas pressões e anfibólitos pobres em Ca são encontrados em alguns metabasitos de baixas pressões. O plagioclásio mais comum em temperaturas baixas é a albita, com o aumento da temperatura ocorre o incremento do teor de anortita dos plagioclásios.

2.3. AMBIENTES FORMADORES DE BASALTOS

Os basaltos são os principais protólitos das rochas metabásicas e, ocorrem em diversos ambientes geológicos e podem ser utilizados como indicadores de ambientes tectônicos e de processos magmáticos.

2.3.1. AMBIENTES EXTENSIONAIS

2.3.1.1. Cordilheiras Meso-Oceânicas

A evolução de um rifte continental para um oceano gera uma bacia do tipo marginal atlântica, que de maneira generalizada pode ser descrita em duas secções: a mais central, que é constituída pelo rifte (cordilheira meso-oceânica) onde se concentra quase toda atividade vulcânica; e outra correspondente a margem passiva, que é caracterizada por associações de arenitos marinhos, folhelhos e carbonatos. Proto-oceanos normalmente possuem uma crosta transicional, caracterizada por enxames de diques de composição básica. A cadeia meso-oceânica é composta por diversos segmentos segundo um eixo principal (Mutter et al. 1988). Estes segmentos atuam de maneira independente, variando suas idades e o volume de lava. As descontinuidades crustais que separam estes segmentos migram ao longo do tempo e possuem influência direta no caráter estrutural e geoquímico da crosta oceânica formada.

O processo de formação de crosta oceânica é semelhante ao que ocorre ainda na fase continental: fusão por descompressão adiabática formando líquidos que são injetados nas fissuras estreitas da zona axial. Tipicamente, uma seção de crosta oceânica é formada por uma parte superior com sedimentação pelágica acompanhada de *pillow lavas*, gradando para basaltos, gabros e seus equivalentes (Wilson 1989).

O tipo de lava básica gerada neste ambiente é denominada MORB (*mid-ocean ridge basalts*), e é tipicamente toleítica a subalcalina. Composições alcalinas a transicionais são raras e estão associadas a montes submarinos, cadeias assísmicas e zonas de fratura. Em termos de geoquímica de elementos maiores, os basaltos tipo MORB são muito similares aos toleítos de ilhas oceânicas, de arcos de ilha e de províncias continentais. Os basaltos formados neste ambiente possuem baixos teores de K, Rb, Ba e Sr e de elementos terras raras. Os teores de elementos incompatíveis são menores quanto maior o grau de fusão. Devido ao fato do manto estar mais próximo a superfície, os teores de K tendem a ser baixos (< 0,2%) e os

teores de TiO_2 ficam abaixo de 2%. Basaltos do tipo MORB são divididos em três tipos com assinaturas químicas distintas (Sun et al. 1979):

- Basaltos do tipo N-MORB: basaltos empobrecidos em elementos incompatíveis leves (K, Rb, Cs, Ba, Pb, Sr e Eu) e ricos em incompatíveis pesados (ETR, Th, U, Ce, Zr, Hf, Ti, Nb e Ta). São formados por fusão parcial do manto astenosférico.

- Basaltos do tipo E-MORB: basaltos enriquecidos em elementos incompatíveis leves e empobrecidos em incompatíveis pesados. Também são chamados de P-MORB (P de “*plume*”) (Winter 2014).

- Basaltos do tipo T-MORB: basaltos que apresentam características intermediárias entre o N-MORB e E-MORB (Figura 4).

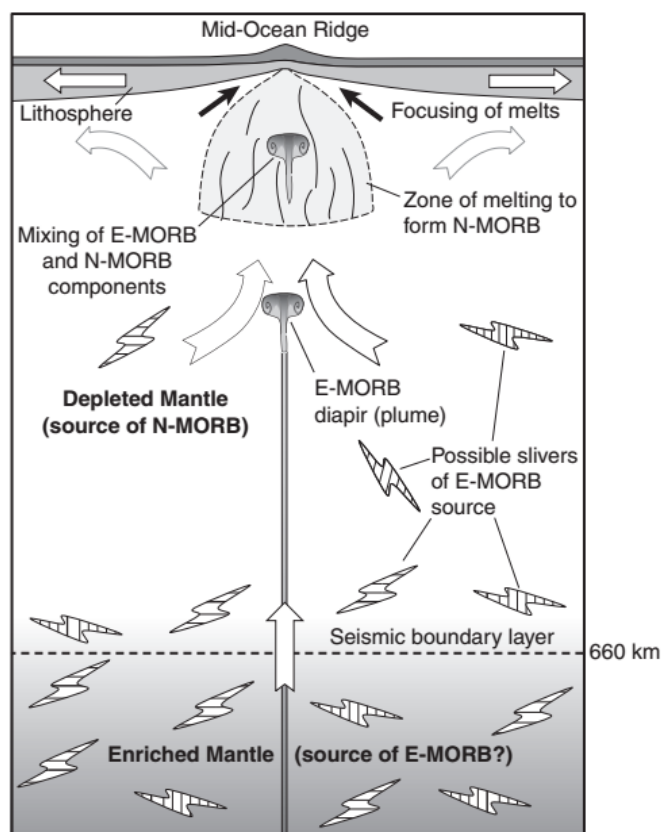


Figura 4. Diagrama esquemático ilustrando o modelo de ascensão e fusão por descompressão de diferentes fontes para geração de N-MORBs e E-MORBs. Fonte: Winter (2014).

2.3.1.2. Riftes Continentais

Zonas de riftes continentais são áreas de extensão litosférica localizada, caracterizada por uma depressão central, flancos soerguidos e adelgaçamento da crosta sotoposta. Possuem fluxo térmico elevado, amplas zonas de soergimento

regional com magmatismo frequentemente associado a estruturas deste tipo. Os riftes continentais constituem bacias formadas por esforços distensivos que não evoluíram para um proto-oceano. Seu posicionamento é marcado por falhas de colapso gravitacional. Os riftes foram divididos em duas categorias: ativo e passivo. Os riftes ativos são associados com alta atividade magmática e exigem a presença de uma pluma convectiva ascendente na base da litosfera em uma época anterior à distensão crustal (Sengör & Burke 1978).

Em geral, os riftes de alta atividade vulcânica são caracterizados pela erupção de magmas basálticos alcalinos a subalcalinos e seus diferenciados. Os riftes passivos são produtos da interação de tensões distensivas diferenciais na litosfera, ocorrendo o afinamento litosférico e causando a ascensão da litosfera abaixo da região de espessura crustal mais fina (Sengör & Burke 1978, Condie 1989) e caracterizam-se por erupções de magmas básicos e ultrabásicos mais alcalinos. Um exemplo de rifteamento ativo atual é o rifte africano do leste.

Dentre as principais assembleias de rochas formadas em riftes continentais, podem ser observados sedimentos terrígenos clásticos imaturos e rochas vulcânicas com características bimodais (Wilson 1989). As rochas vulcânicas bimodais são basaltos toleíticos e associações vulcânicas félsicas. Basaltos alcalinos e fonolitos também podem ocorrer, como é o caso do rifte do Leste Africano. Os riftes são caracterizados por sedimentação clástica terrígena imatura e química com o aumento do nível do mar e conseqüentemente inundação da bacia. É comum a deposição de arenitos marinhos, margas e carbonatos.

O magmatismo associado com as zonas continentais de rifte possui uma relação aparentemente próxima entre as características químicas de magmas básicos e ácidos extravasados contemporaneamente no mesmo setor de rifte. Deste modo, fonolitos estão associados à nefelinitos e basanitos, traquitos com basaltos alcalinos e riolitos peralcalinos com basaltos subalcalinos, sugerindo que os magmas ácidos podem ser produzidos pela cristalização fracionada dos basaltos associados. A ausência de termos intermediários em meio a uma sequência fortemente bimodal era um argumento utilizado no passado contra a teoria da cristalização fracionada, no entanto, para algumas destas suítes bimodais existem fortes evidências geoquímicas (elementos traços e isótopos) indicando que as rochas crustais influenciam na petrogênese dos membros mais ricos em sílica. Os membros mais ácidos possuem uma razão elevada de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, indicando uma contaminação crustal, já os membros mais básicos apresentam valores da

composição isotópica de Sr compatíveis com os MORB e OIB. Também é possível atribuir a variação isotópica (Sr, Nd e Pb) à heterogeneidade da fonte mantélica (Condie 1989, Wilson 1989).

Rochas associadas à riftes continentais, em geral, apresentam altas concentrações de LILE (*Large Ion Litophile Element* – Cs, Rb, K e Ba) e enriquecimento em elementos terras raras leves quando comparados com MORBs. Os membros finais básicos apresentam baixa concentração de elementos traços compatíveis, como Ni. As razões de Nb/Zr, Ce/Zr, La/Zr e Rb/Zr são constantes, mesmo em amostras com variação do teor de sílica, sugerindo uma associação sem contaminação crustal com base em dados do leste africano (Lippard 1973, Wilson 1989).

2.3.1.3. Platôs Continentais de Derrames Basálticos Toleíticos

Platôs continentais de derrames basálticos toleíticos são áreas onde o continente foi coberto por um vasto e lateralmente extensivo fluxo de lava basáltica em diversos estágios durante os últimos 1 Ga. A maioria dos derrames é composta por erupções de basaltos de afinidade toleítica, os quais possuem semelhança, em termos de mineralogia e geoquímica de elementos maiores, com os do tipo MORB, embora as características de seus elementos traços possuam mais semelhança com aqueles de MORB enriquecido e toleítos de ilha oceânica. De maneira geral demonstram variações entre toleítos baixo K, comparáveis com MORB, a basaltos levemente alcalinos. A variação do conteúdo de sílica é frequentemente restrita, e em alguns casos o teor de MgO deve ser utilizado como índice de diferenciação. A maioria dos derrames basálticos, de maneira geral, é caracterizada por baixas concentrações de elementos traços compatíveis o que reforça a hipótese de que estes não são magmas primários, mas foram submetidos ao fracionamento durante sua ascensão. Este fracionamento tenderá a aumentar a incompatibilidade de elementos em magmas basálticos com relação aos magmas primários enriquecidos em MgO (Wilson 1989).

2.3.2. AMBIENTES COMPRESSIVOS

2.3.2.1. Arcos de Ilhas

Arcos de ilhas se localizam em ambientes de subducção entre duas placas oceânicas, ambiente com elevado grau de fusão de fontes mantélicas (Figura 5). Durante o processo de subducção ocorrem reações metamórficas que vão desde a fácies xisto verde a anfibolito, podendo chegar até fácies eclogito. Rochas vulcânicas produzidas neste ambiente mostram uma variação temporal e espacial da composição química. Desta maneira, arcos imaturos são dominados por um vulcanismo basáltico toleítico, e na medida em que evoluem tornam-se cálcico-alcalinos, com membros intermediários a ácidos. Em decorrência disto, esta variação também é observada espacialmente, com um relativo aumento progressivo no conteúdo de potássio à medida que se distancia da zona de subducção (Wilson 1989).

Em relação à geoquímica de elementos maiores, os basaltos de arco de ilha apresentam uma composição similar aos MORBs e OIBs, sendo distinguidos destes pelo conteúdo de TiO_2 (mais baixo nos de arcos de ilha). A distinção entre a maioria das séries magmáticas é o aumento no conteúdo de álcalis na sequência, indicado pela transição entre toleítica – cálcico-alcalina – cálcico-alcalina de alto K – shoshonítica, mostrando um aumento nos teores de K_2O . Em termos de elementos traços, basaltos de ilha oceânica são comparados com N-MORB. No entanto são caracterizados pelo enriquecimento seletivo de elementos incompatíveis de baixo potencial iônico (Sr, K, Rb, Ba e Th) e baixas abundâncias de elementos de alto potencial iônico (Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb, Sc e Cr), quando comparados com N-MORB. Em geral, basaltos de arcos de ilha possuem baixos conteúdos de Ni, o que sugere que estes não são magmas primários, e que foram submetidos ao fracionamento durante sua ascensão a superfície (Wilson 1989).

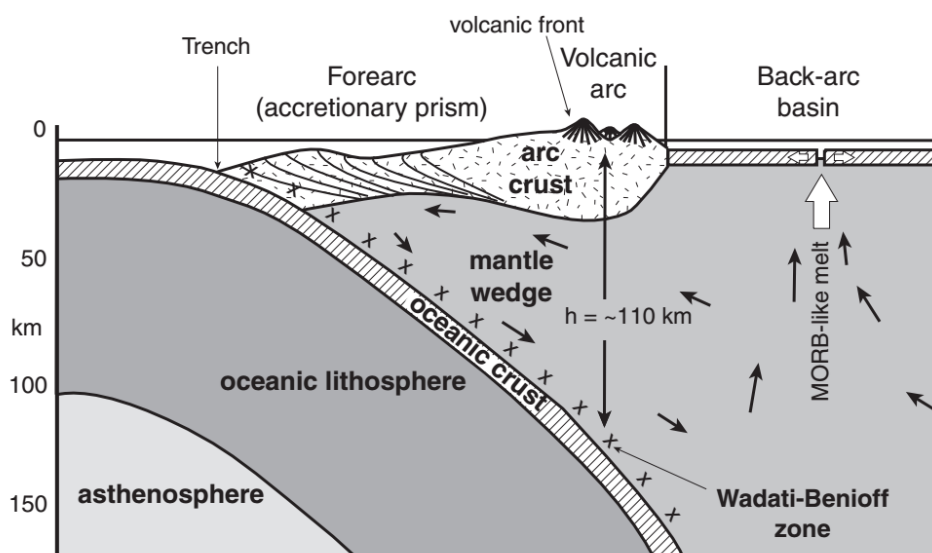


Figura 5. Seção esquemática de um arco de ilha típico. Fonte: Winter (2014), adaptado de Gill (1981).

2.3.2.2. Margem Continental Ativa

O vulcanismo das margens continentais ativas é muitas vezes similar ao vulcanismo andesítico de arcos de ilhas, embora a passagem de magmas por uma crosta continental espessa produza contaminação. Segundo Wilson (1989), as quatro séries magmáticas reconhecidas em um arco de ilha (baixo K, cálcico-alcálico médio-K, cálcico-alcálico alto-K e shoshonítica) também ocorrem em margens continentais ativas. Ainda comparando com os magmas de arcos de ilha, magmas empobrecidos em potássio estão fracamente representados em margens continentais ativas, enquanto que composições cálcico-alcálicas enriquecidas em potássio e shoshoníticas são mais comuns. O característico enriquecimento em K_2O pode refletir o aumento de contaminação crustal nos magmas de margens continentais ativas. Uma das diferenças mais marcantes entre séries magmáticas cálcico-alcálicas de arco de ilha e margem continental ativa é a maior abundância de magmas ricos em sílica (dacito e riolito) na margem continental ativa.

As rochas vulcânicas de margens continentais possuem uma concentração maior de K, Sr, Rb, Ba, Zr, Th e U quando comparados com as de arco de ilha. Também possuem mais altas razões de K/Rb e Fe/Mg e uma variação muito ampla nas composições isotópicas de Sr^{87}/Sr^{86} e Nd^{134}/Nd^{144} e Pb. Estas características podem ser amplamente explicadas em termos do envolvimento crustal na formação desses magmas (Wilson 1989).

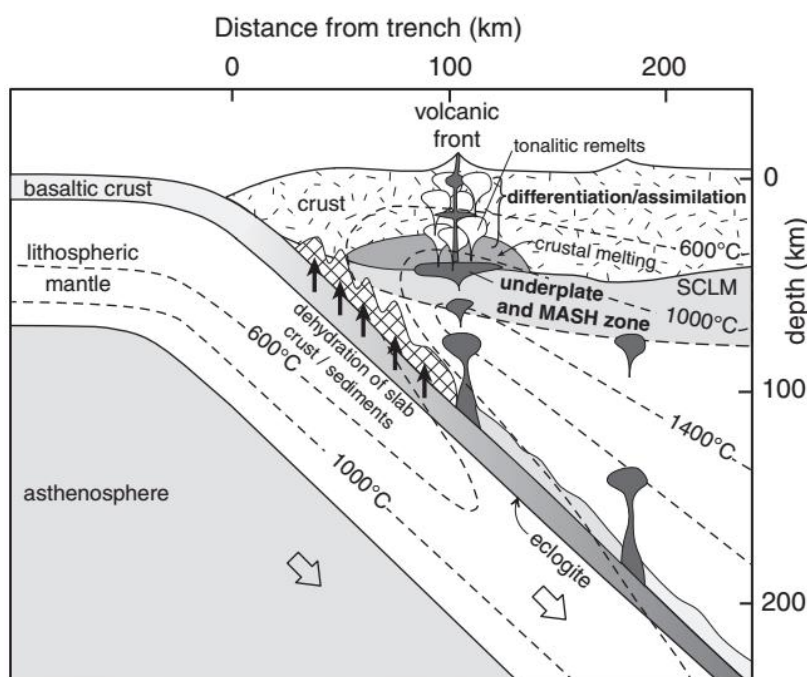


Figura 6. Seção esquemática de uma zona de subducção formando um arco magmático continental. Fonte: Winter (2014).

2.3.3. MAGMATISMO INTRAPLACA

O vulcanismo intraplaca é associado a plumas mantélicas existentes abaixo da placa. Os registros deixados pelas manifestações vulcânicas abaixo da placa podem revelar sobre o movimento da placa. As plumas são responsáveis pela formação dos *hotspots* e correspondem a ascensões de material mantélico em direção a superfície. Os exemplos clássicos de *hotspots* em placas oceânicas são as ilhas do Havaí, que são alimentados por uma pluma pequena que se localiza no meio do Oceano Pacífico. Os vulcões expõem quase que exclusivamente lava de composição basáltica, predominantemente toleíticos e olivina basaltos, incluindo picritos localizados. Também, ocorrem pequenos volumes de lavas andesíticas e traquíticas.

A característica que marca este tipo de magmatismo é a ocorrência de vulcões. O mecanismo que gera uma cadeia de ilhas oceânicas pode ser descrito como um centro vulcânico estacionário que se localiza abaixo de uma placa oceânica em movimento, que quando aquecida pela pluma sofre fusão. Os *hotspots* continentais são caracterizados pelos grandes volumes de basalto toleítico extravasados através de fissuras existentes na crosta. Este material basáltico atravessa a crosta continental rapidamente, através de diques alimentadores

fazendo com que ocorra contaminação crustal e aumente significativamente o teor de sílica nas rochas. Outro ambiente de magmatismo intraplaca continental está associado à extensão crustal, como é o caso dos basaltos da Formação Serra Geral.

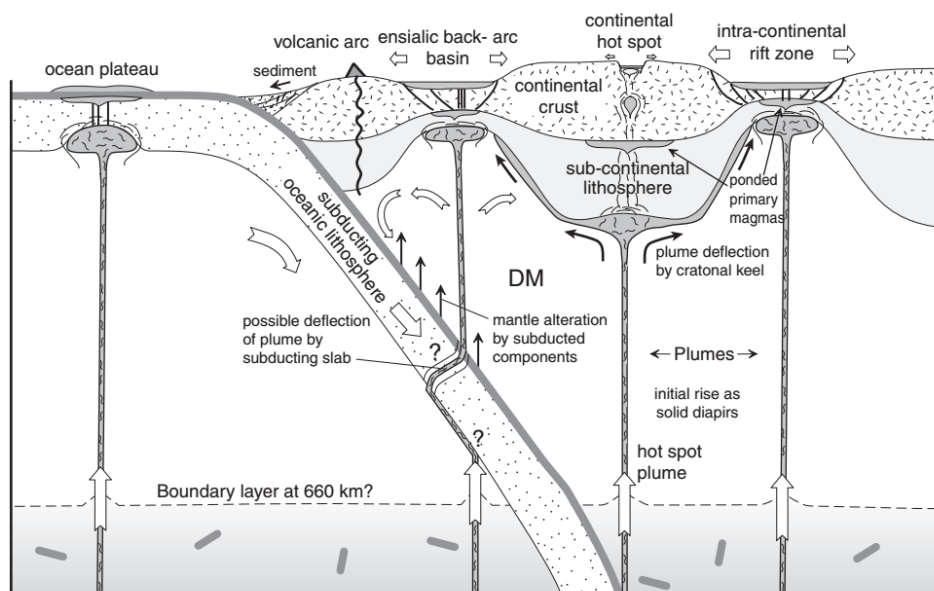


Figura 7. Diagrama de corte ilustrando possíveis modelos do desenvolvimento de derrames basálticos. DM: Manto depletado (fonte de MORB). Fonte: Winter (2014).

2.4. USO DE DIAGRAMAS DISCRIMINANTES

A discussão abaixo, sobre diagramas discriminantes, foi baseada no texto de Rollinson (1993). A ideia de distinguir os ambientes tectônicos com base na composição dos magmas é atribuída a Pearce & Cann (1971, 1973) e Pearce et al. (1984). Estes autores apresentam uma tentativa de distinção entre basaltos produzidos em ambientes tectônicos conhecidos por intermédio da geoquímica. Mais recentemente, entretanto, os pesquisadores têm optado por um exame mais detalhado dos diferentes ambientes tectônicos com base nas suas assinaturas geoquímicas e isotópicas. Os primeiros trabalhos de Pearce & Cann (1971, 1973) tiveram como base a técnica estatística de análise discriminante de elementos traços que são normalmente imóveis sobre condições hidrotermais e a identificação de um número de ambientes tectônicos distintos.

Diversas variáveis discriminantes são utilizadas para definir os eixos de diagramas bivariantes e triangulares. Os grupos separados de amostras são representados como concentração de elemento ou como funções discriminantes

calculadas com base em concentração de elementos e os limites são desenhados a partir de diferentes grupos de amostras. Nos trabalhos de Pearce & Cann (1971, 1973) os elementos Ti, Zr, Y, Nb e P mostraram-se mais efetivamente discriminantes entre basaltos gerados em ambientes tectônicos diferentes por serem considerados relativamente imóveis a fluidos aquosos a não ser que haja altas atividades de F^- . Isso indica que esses elementos serão estáveis sob condições de hidrotermalismo de fundo oceânico até médio grau metamórfico (fácies anfibolito médio).

O maior avanço na aplicação de diagramas de discriminação está associado com o desenvolvimento de métodos analíticos rápidos e precisos para a análise de elementos traços presentes em baixas concentrações em materiais silicatados. Os diagramas que possuem mais ampla aplicabilidade são os baseados em elementos traços imóveis, que podem ser utilizados em rochas alteradas ou metamorfizadas. A análise dos diagramas deve considerar o número de amostras utilizadas na construção dos gráficos e a definição dos limites, o grau de sobreposição entre os campos propostos, os efeitos da mobilidade dos elementos e o alcance dos ambientes tectônicos representados.

Nem sempre os diagramas discriminantes funcionam adequadamente, pois existe sobreposição de amostras próximas aos limites de campos distintos. Algumas razões geológicas podem explicar este fato, como no caso de basaltos de platôs continentais, que podem ser extravasados em uma variedade de conjuntos tectônicos intraplaca. Diagramas de discriminação tectônica podem nos informar mais sobre processos do que sobre ambientes. As concentrações de elementos traços em rochas ígneas são decorrentes da concentração mantélica inicial, percentagem de fusão parcial, dos processos de cristalização fracionada e dos efeitos da contaminação crustal.

2.4.1. Diagramas baseados na composição dos elementos maiores

Diagramas discriminantes que utilizam elementos maiores são menos precisos do que os diagramas baseados em elementos traço devido a uma extensiva sobreposição de campos na química de elementos maiores entre diversos ambientes. Essa sobreposição é causada pelas inúmeras variáveis que controlam a concentração desses elementos. Devido a este fato é difícil identificar os elementos que são imóveis ou que não foram afetados por efeitos de cristalização fracionada.

Outra limitação destes diagramas é a relativa mobilidade dos elementos maiores nos basaltos.

2.4.2. Diagramas baseados na composição dos elementos menores

A vantagem do uso de elementos menores como discriminantes entre tipos de basaltos é que os mesmos são mais bem detectados e mais precisamente determinados que os elementos traços. O diagrama triangular baseado nos conteúdos de MnO , TiO_2 , e P_2O_5 proposto por Mullen (1983) (Figura 8) pode diferenciar os basaltos e basaltos andesíticos em um intervalo de sílica entre 45-54% nos seguintes tipos de ambientes: MORB, toleítos e basaltos alcalinos de ilhas oceânicas, toleítos de arco de ilha e basaltos cálcico-alcalinos. Os elementos Mn, Ti, P são relativamente imóveis e não são afetados por processos hidrotermais de temperatura de fácies xisto verde.

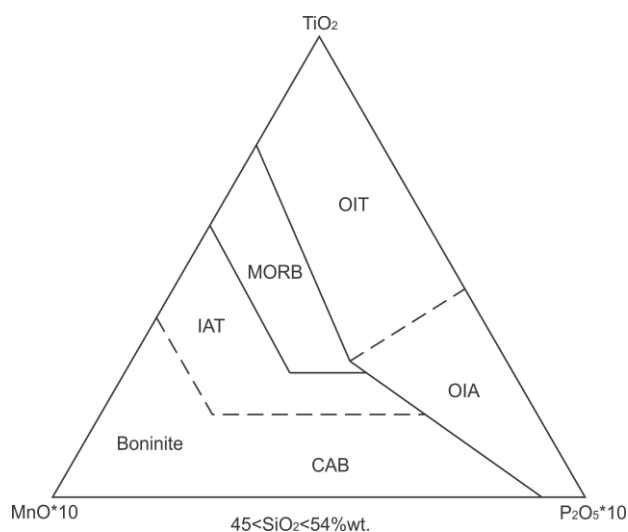


Figura 8. Diagrama discriminante $MnO-TiO_2-P_2O_5$ para determinação de ambiente geotectônico. OIT: Toleíto de ilha oceânica; OIA: Basalto alcalino de ilha oceânica; IAT: Toleíto de arco de ilha; CAB: Basalto cálcico-alcalino de arco de ilha. Fonte: Mullen (1983).

2.4.3. Diagramas baseados em elementos traço

Diagramas discriminantes baseados no conteúdo de elementos traços são os diagramas mais importantes que podem ser utilizados para sugerir o ambiente geotectônico de formação de basaltos. Estes diagramas também podem ser utilizados para identificação de séries magmáticas. Entre estes diagramas, destacam-se aqueles baseados nos conteúdos de Ti-Zr-Y. Os diagramas propostos

por Pearce & Cann (1973) são aplicáveis a basaltos toleíticos com conteúdo de CaO + MgO entre 12 e 20%. Outro diagrama (Ti-Zr), proposto pelos mesmos autores, pode diferenciar toleítos de arco de ilha, basaltos cálcico-alcálicos e MORB. Diagramas como $\text{TiO}_2 \times \text{Zr/P}_2\text{O}_5$, $\text{Nb/Y} \times \text{Zr/P}_2\text{O}_5$ e $\text{Zr} \times \text{P}_2\text{O}_5$, propostos por Winchester e Floyd (1975, 1976) são utilizados para classificação geoquímica, diferenciando sua afinidade geoquímica de toleítica à alcalina. O diagrama $\text{Zr/TiO}_2 \times \text{Nb/Y}$, proposto pelos mesmos autores anteriormente citados, auxiliam na classificação da rocha vulcânica através de elementos menores, sendo uma alternativa para interpretação do protólito da rocha metamorfozada (com alteração nos seus elementos maiores) (Figura 9).

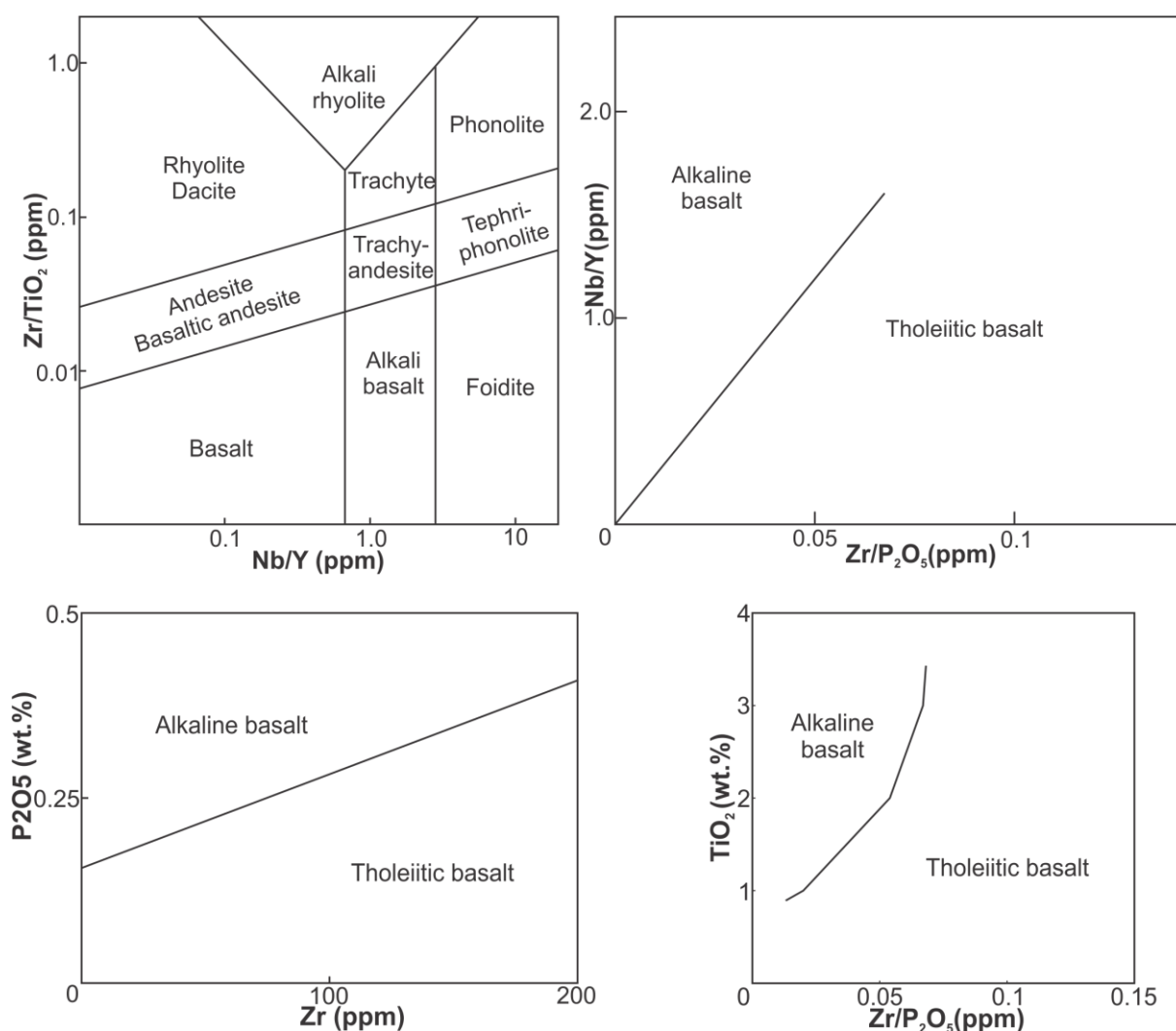


Figura 9. Diagramas discriminantes de $\text{Zr/TiO}_2 \times \text{Nb/Y}$ (Winchester & Floyd 1977), $\text{Nb/Y} \times \text{Zr/P}_2\text{O}_5$ (Floyd & Winchester 1975), $\text{P}_2\text{O}_5 \times \text{Zr}$ (Winchester & Floyd 1976) e $\text{TiO}_2 \times \text{Zr/P}_2\text{O}_5$ (Winchester & Floyd 1976), para a classificação da rocha por elementos traço e determinação da afinidade geoquímica.

2.5. PIROXÊNIO

Piroxênios constituem um grupo de silicatos de cadeias simples, definidos por tetraedros de SiO_3 ligados entre si. Este grupo ocorre como fase estável em quase todos os tipos de rochas ígneas e em várias composições e tipos de metamorfismo, como o regional e de contato. A fórmula química geral deste grupo é de $\text{M}_1\text{M}_2\text{T}_2\text{O}_6$, sendo M_1 e M_2 octaedros e T o cátion do tetraedro (normalmente Si, com eventual substituição por Al) (Morimoto 1988, Deer et al. 1992).

Os piroxênios existem tanto no sistema cristalino ortorrômbico, classificado como ortopiroxênios, quanto monoclinicos, estes clinopiroxênios. Segundo Morimoto (1988), os piroxênios podem ser classificados em quatro grupos químicos: Os piroxênios de Na, piroxênios de Na-Ca, piroxênios de Ca-Mg-Fe e outros piroxênios (Figura 10). Os ortopiroxênios basicamente consistem de uma série química de $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (enstatita) a $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (ferrossilita). Já os clinopiroxênios compreendem todos os outros grupos químicos. A série da clinoenstatita-clinoferrossilita (mesma composição da enstatita-ferrossilita) é extremamente rara no planeta, sendo considerados então apenas os minerais do sistema ortorrômbico (Morimoto 1988, Deer et al. 1992).

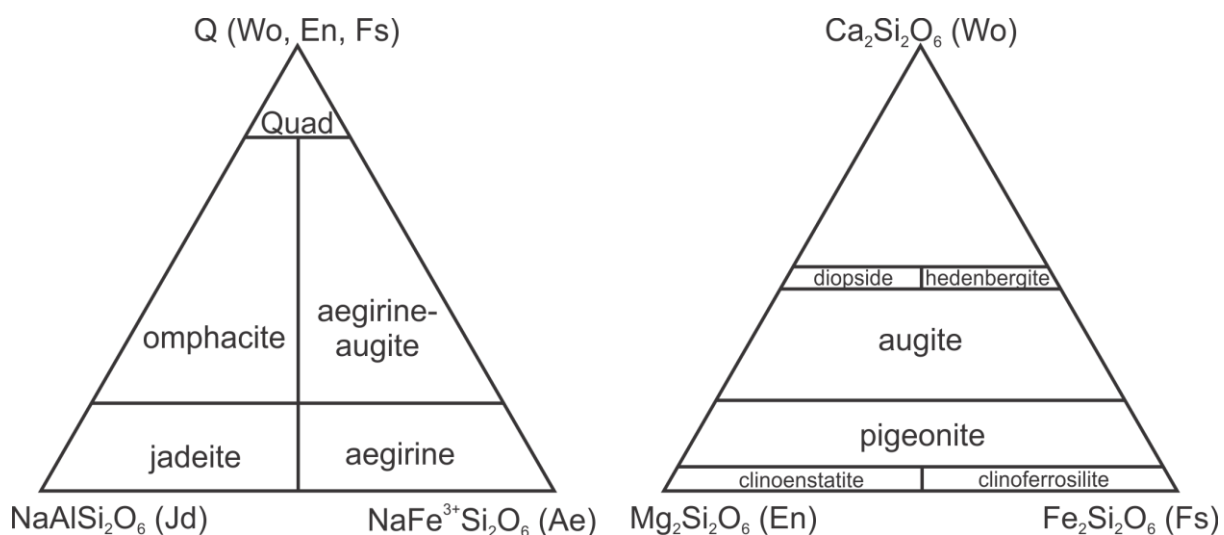


Figura 10. Classificação dos piroxênios de Na e Ca-Mg-Fe (Quad) à esquerda, com detalhe dos piroxênios de Ca-Mg-Fe à direita. Os ortopiroxênios possuem a mesma composição do campo da clinoenstatita-clinoferrossilita. Fonte: Modificado de Morimoto (1988).

Os piroxênios de Na compreendem desde a jadeíta ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) a aegirina ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$), e por vezes com pequenas quantidades em solução sólida de cosmoclóro ($\text{NaCr}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$) e jervisita ($\text{NaSc}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$), porém devido a sua extrema

raridade são classificados separadamente. A maioria das jadeítas naturais ocorre com mais de 80% de Al e Na nos sítios octaédricos. Ocorrem em terrenos metamórficos do tipo Alpino, tipicamente em rochas de fácies xisto azul geralmente associada com albita. Já a aegirina ocorre em magmas alcalinos e rochas como nefelina-sienitos a álcali granitos, além de rochas básicas ultra-alcalinas. O fato da aegirina e da jadeíta formarem uma extensa solução sólida com piroxênios do grupo Ca-Mg-Fe ocasionou a formação do grupo de piroxênios Ca-Na. Este grupo é composto por dois minerais. A onfacita ((Ca,Na)(Mg,Fe²⁺,Fe³⁺,Al)Si₂O₆) consiste de uma solução sólida de jadeíta e diopsídio, por vezes com lamelas de exsolução. É um mineral típico de fácies de alta pressão, especialmente o eclogito, geralmente relacionada com granada. A aegirina-augita, como o próprio nome diz, consiste de uma solução sólida destes dois minerais, e suas propriedades são semelhantes à aegirina (Morimoto 1988, Deer et al. 1992, Deer et al. 1997).

Os outros piroxênios são os que não se incluem nos grupos principais, que são principalmente o espodumênio (LiAlSi₂O₆), johannsenita (CaMnSi₂O₆) e a petedunnita (CaZnSi₂O₆) (Morimoto 1988).

O grupo Ca-Mg-Fe é o mais comum a ocorrer através de soluções sólidas em um sistema CaMgSi₂O₆ (diopsídio) - CaFeSi₂O₆ (hedenbergita) - Mg₂Si₂O₆ (enstatita) - Fe₂Si₂O₆ (ferrossilita). Segundo o diagrama triangular de classificação de Morimoto (1988) deste grupo (Figura 10) balizado por Ca₂Si₂O₆-Mg₂Si₂O₆-Fe₂Si₂O₆, a enstatita e ferrossilita, não superam os 5% de Ca. Enstatitas ricas em magnésio ocorrem como constituintes importantes em rochas ultrabásicas e ultramáficas, como os noritos. Os ortopiroxênios são os minerais ferromagnesianos mais importantes da série charnockítica-enderbítica (sua presença define este grupo), além de serem típicos de fácies granulito e em rochas migmatíticas junto com cordierita. Já a pigeonita possui entre 5-20% de Ca (porém piroxênios entre 15-25% de Ca podem ocorrer como a mistura de pigeonita e augita), sendo este mineral exclusivo de rochas vulcânicas, como um constituinte típico de andesitos e dacitos, podendo coexistir com augitas. Também ocorre em basaltos (Morimoto 1988, Deer et al. 1992).

A augita, com variação de 20-45% de Ca, ocorre em uma grande variedade de rochas ígneas, são os constituintes essenciais por definição de basaltos (Gill 2010) e ocorrem também em gabros e diabásios, e subordinadamente rochas intermediárias e ultrabásicas, além de granulitos e charnockitos. Este mineral varia muito em composição, com uma variação contínua de composição química e ótica

até a série da hedenbergita-diopsídio. Podem ocorrer substituições de elementos, como do Si por Al no tetraedro, ou a presença de Ti, que altera propriedades óticas, como o pleocroísmo roxo-violeta e coloração rosada natural (titanoaugita) e zonamentos, especialmente na titanoaugita. Esta variedade rica em titânio é relativamente comum em diques alcalinos (Deer et al. 1992).

O diopsídio e a hedenbergita formam uma solução sólida de difícil identificação, com 45-50% de Ca, não existindo piroxênio com mais de 50% de Ca (a wollastonita é um piroxenóide). Pode ocorrer também johannsenita ($\text{Ca}(\text{Mn,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$) nesta solução sólida, mas a ocorrência deste mineral é rara. Diopsídio e hedenbergita são muito comuns em vários tipos de rochas metamórficas, como no metamorfismo de contato de rochas carbonáticas ou ricas em cálcio, concentrando-se em escarnitos. O diopsídio também ocorre em rochas básicas, como álcali-basaltos, além de kimberlitos e rochas alcalinas. É uma característica ocorrer cromo em diopsídio de rochas básicas e metabásicas. A hedenbergita pode ocorrer em quartzo-sienitos, associado com a faialita (Deer et al. 1992).

Os clinopiroxênios podem ser utilizados para interpretação de afinidades geoquímicas do magma formador. Leterrier et al. (1982) propôs uma série de diagramas de discriminação utilizando estatisticamente análises de mais de 700 clinopiroxênios cálcicos através do conteúdo de Ti, Ca, Na, Al e Cr, e estima uma confiança maior de 80% de acerto, separando basaltos alcalinos, toleítos não-orogênicos e basaltos orogênicos (Figura 11). Já Le Bas (1962) utiliza a proporção de Al em relação a Si para determinação da afinidade magmática desde subalcalina a peralcalina.

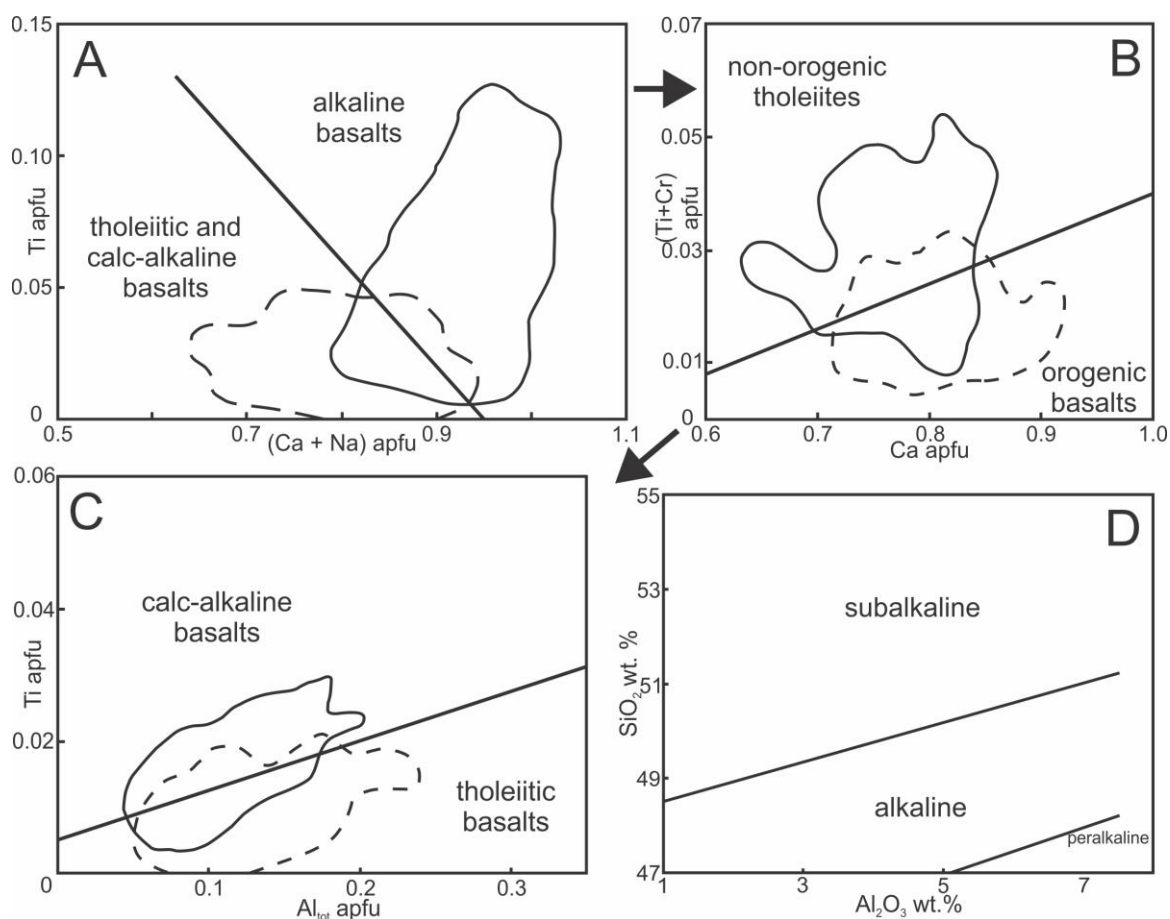


Figura 11. Diagramas discriminantes de clinopiroxênios. Fonte: Modificado de Leterrier et al. (1982) e Le Bas (1962).

REFERÊNCIAS

Almeida D.P.M., Conceição R.V., Chemale Jr. F., Koester E., Borba A.W., Petry K. 2005. Evolution of heterogeneous mantle in the Acampamento Velho and Rodeio Velho volcanic events, Camaquã Basin, southern Brazil. *Gondwana Research*, **8(4)**:479-492.

Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*. **7(1)**:349-363.

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

Almeida R.P., Janikian L., Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L. 2010. The Ediacaran to Cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic implications. *Journal of Geology*. **118**:145-161.

Babinski M., Chemale Jr. F., Hartmann L.A., Van Schmus W.R. Silva, L.C. 1996. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology*. **24(5)**:439–442.

Babinski M., Chemale Jr. F., Van Schmus W.R., Hartmann L.A., Silva L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *J. Sou. Am. Ear. Sci.* **10**:263-274.

Bitencourt M.F. 1983. Geologia, Petrologia e Estrutura dos Metamorfitos da Região de Caçapava do Sul, RS. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 161p.

Borba A.W. 2006. Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-rio-grandense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 110p + anexos.

Borba A.W., Maraschin A.J., Mizusaki A.M.P. 2007. Evolução tectono-estratigráfica e paleoclimática da Formação Maricá (Escudo Sul-Rio-Grandense, Brasil): um exercício de Geologia Histórica e análise integrada de uma bacia sedimentar Neoproterozóica

Borba A.W., Mizusaki A.M.P. 2002. Significado tectônico dos depósitos de leques aluviais da Formação Santa Bárbara (Eo-paleozóico) na região de Caçapava do Sul (RS-Brasil). *Pesquisa em Geociências*. **29(1)**:31-41.

Chaves C.D.R., Remus M.V.D., Rizzardo R.S. 2010. Metabasitos do Arroio Mudador – Caçapava do Sul/RS. XXII Salão de Iniciação Científica, UFRGS, Porto Alegre.

Chemale Jr. F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul Rio Grandense. In: Holz M., De Ros L.F. (Eds.). Geologia do Rio Grande do Sul. Editora UFRGS, Porto Alegre, p. 13-52.

Condie K.C. 1989. *Plate tectonics and crustal evolution*. Pergamon Press, 476p.

Cordani U.G., Halpern M., Berenholc M. 1974. Comentários sobre as determinações da Folha de Porto Alegre. In: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Texto Explicativo da Folha Porto Alegre e Lagoa Mirim. DNPM.

Costa A.F.U. 1997. Teste de Modelagem geofísica da Estruturação das Associações Litotectônicas Pré-Cambrianas no Escudo Sul-riograndense. PhD thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 291p.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. 1992. *An introduction to rock forming minerals*. Harlow: Longman. 696p.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. 1997. *Rock-forming minerals: Single chain silicates*. The Geological Society, 662p.

Fernandes L.A.D., Tommasi A., Porcher C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *J. South Am. Earth Sci.* **5(1)**:77–96.

Floyd P. A. & Winchester J. A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters.* **27**:211-218.

Fragoso Cesar A.R.S. 1991. Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado. 362p.

Fragoso César A.R.S., Figueiredo M.C.H., Soliani Jr. E., Faccini U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. 34, Goiânia, Anais. **3**:1322-1343.

Garcia M.A.M & Hartmann L.A. 1981. Petrologia do Complexo Palma, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*. **13**:51-119.

Gastal M.C.P., Lafon J.M. 2001. Novas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e geoquímica Nd-Sr para granitoides shoshoníticos e alcalinos das regiões de Lavras do Sul e Taquarembó, RS. In: Simpósio Sul-Americano de Geologia Isotópica. Salvador. **4(2)**:564-567.

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

Gill J. B. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag. Berlin, 392p.

Gill R. 2010. *Igneous rocks and processes: a practical guide*. Wiley-Blackwell, 346p.

Goñi J.C., Goso H., Issler R.S. 1962. Estratigrafia e geologia econômica do pré-Cambriano e Eopaleozóico Uruguaio e Sul-rio-grandense. In: Congresso Brasileiro de Geologia. **16**:5-33.

Hartmann L.A. 1987. Isócrona Sm-Nd de 2,1 Ga em Minerais de Duas Amostras do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 1. Porto Alegre, 1987. Anais da Sociedade Brasileira de Geoquímica. Rio de Janeiro, SBGq. v. I, p. 105-111.

Hartmann L.A. 1991. Condições de Metamorfismo no Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. *Revista Brasileira de Geociências*. **21**:107-113.

Hartmann L.A. 1998. Deepest Exposed Crust of Brazil – Geochemistry of Paleoproterozoic depleted Santa Maria Chico Granulites. *Gondwana Research* **1**:331–341.

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

Hartmann L.A., Leite J.A.D., McNaughton N.J., Santos J.O.S. 1999. Deepest exposed crust of Brazil: SHRIMP establishes three events. *Geology*, **27(10)**: 947-950.

Hartmann L.A., Leite J.A.D., Silva L.C., Remus M.V.D., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Santos J.C.O. Vasconcellos M.A.Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal Earth Sciences*. **47**:829-844.

Hartmann L.A., Nardi L.V.S. 1982. Os Granitos Santo Afonso, Saibro e Vauthier da Região do Arroio Santa Maria Chico, Dom Pedrito, RS: Geologia, Petrografia e Química de Elementos Maiores com Interpretação Geotectônica. *Acta Geologica Leopoldensia*, **12(6)**:153-178.

Hartmann L.A., Remus M.V.D. 2000. Origem e evolução das rochas ultramáficas do Rio Grande do Sul desde o Arqueano até o Cambriano. In: Holz M., De Ros L.F. (eds.). Geologia do Rio Grande do Sul. CIGO/Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. p. 53–78.

Hartmann L.A., Santos J.O.S., Leite J.A.D., Porcher C.C., McNaughton N.J. 2003. Metamorphic evolution and U-Pb zircon SHRIMP geochronology of the Belizário ultramafic amphibolite, Encantadas Complex, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro. **75(3)**:393-403.

Hartmann L.A., Silva L.C., Remus M.V.D., Leite J.A.D., Philipp R.P. 1998. Evolução geotectônica do Sul do Brasil e Uruguai entre 3,3Ga e 470Ma. *Actas, II Congreso Uruguayo de Geologia*, Punta del Este, Uruguay. 277-284.

Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Neto M.C.C., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida. Cap. XIII. São Paulo.

Holz M., Philipp R.P. 1995. Estratigrafia de sequências e controle tectônico: um exemplo na borda leste da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Gramado. **5**:284-286.

Issler R.S. 1983. Evolução crustal da faixa Arco-fossa Tijucas e faixa magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano. In: Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, Atas. **1**:19-36.

Janikian L., Almeida R.P., Trindade R.I.F., Fragoso-Cesar A. R., D'Agrella Filho M.S., Dantas E.L., Tohver E. 2008. The continental Record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications. *Terra Nova*. **20(4)**:259-266.

Jost H. 1966. Complexos básico-ultrabásicos do Alto Rio Vacacaí, São Gabriel, Rio Grande do Sul. *Boletim da Escola de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre. **1(2)**:55-61.

Jost H. & Bitencourt M. F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos de Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, **4**:27-60.

Jost H. & Hartmann L.A. 1984. Província Mantiqueira – Setor Meridional. In: Almeida F.F. & Hasui Y. (coord.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo.

Jost H., Brod J.A., Holz M., Kuhn A., Flor M.A.D., Kronbauer A., Dillenburg S. 1985. Geologia estrutural, petrografia e petrologia do sienito Piquiri (Proterozóico Superior), Rio Grande do Sul. In: SBG, Simp. Sul-Bras. Geol., Florianópolis. Anais. **2**:63-80.

Koester E. 1995. Petrologia e Geocronologia dos Granitóides Sintectônicos à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. Porto Alegre, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado. 240p.

Laux J.H., Bongioiolo E.M., Klein C., Iglesias C.M.F. 2012. Programa de Geologia do Brasil (PGB). Folha Lagoa da Meia Lua (SH.21-Z-B-VI), Escala 1:100.000. Carta Geológica. Porto Alegre, CPRM.

Le Bas M. J. 1962. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*. **260**:267-288.

Leake B.E. 1964. The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. *Journal of Petrology*. **5(2)**:238-254.

Leinz V., Barbosa A.F., Teixeira E. 1941. Mapa Geológico Caçapava-Lavras. Boletim 90. Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio – RS. 39p.

Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M. 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*. **59**:139-154.

Lima E.F., Nardi L.V.S. 1998. O vulcanismo shoshonítico e alcalino da Bacia do Camaquã: Estado do Rio Grande do Sul – Brasil. In: II Congreso Uruguayo de Geología. 263-268.

Lippard S.J. 1973. The petrology of phonolites from the Kenya Rift. *Lithos*. **6**:217-234.

Lusa M., Philipp R.P., Nardi L.V.S. 2010. Geoquímica e petrologia dos metagranitos do Complexo Encantadas, Santana da Boa Vista, (RS): a evolução de uma margem continental ativa no Paleoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*. **40(2)**:151-166.

Macedo P.M., Beckel J., Santos E.L., Chaban N., Gonzales Filho F. 1978. Ocorrência de “pillow-lavas” no Arroio Mudador município de Caçapava do Sul - RS. In: Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Recife, **3**:1269-1278.

Machado N., Koppe J.C., Hartmann L.A. 1990. A Late Proterozoic U–Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* **2(3)**:87–90.

Matté V. 2016. O vulcanismo ediacarano da porção oriental do Platô da Ramada, oeste do Escudo Sul-rio-grandense. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 378p.

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

Morimoto N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Min. Mag.* **52**:535-550.

Mullen E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* **62**:53-62.

Mutter J.C., Buck W.R., Zehnder C.M. 1988. Convective partial melting, 1, a model for the formation of thick basaltic sequences during the initiation of spreading. *J. geophys. Res.* **93**:1031–1048.

Nardi L.V.S., Bitencourt M.F. 1989. Geologia, petrologia e geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências.* **19(2)**:153–169.

Nardi L.V.S., Bonin B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: The Saibro Intrusive Suite, Southern Brazil. A case study. *Chemical Geology.* **92**:197-211.

Naumann M.P. et al. 1984. Sequências supracrustais, gnaisses graníticos, granulitos e granitos intrusivos da região de Ibaré-Palma, RS: geologia, aspectos estratigráficos e considerações geotectônicas. Anais do 33º Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro. p. 2417-2425.

Netto R.G., Paim P.S.G., Rosa C.L.M. 1992. Informe preliminar sobre a ocorrência de traços fósseis nos sedimentitos das bacias do Camaquã e Santa Bárbara. In: I Workshop sobre as Bacias Molássicas Brasileiras. UNISINOS. 90-96.

Padilha D.F., Nardi L.V.S. 2016. Estudo comparativo dos sienitóides Arroio do Silva e Piquiri: obtenção da idade pelo método U-Pb LA-ICP-MS em zircão. XXVIII Salão de Iniciação Científica da UFRGS.

Pearce J..A. & Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* **19**:290-300.

Pearce J.A. & Cann J.R. 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planet. Sci. Lett.* **12**:339-349.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams of the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **25**:956-983.

Petry T.S., Pertile J.S., Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Tassinari C.C.G., Sato K. 2014. Rhyodacites from the Porongos Complex, southernmost Brazilian Shield, evaluated by integration of field geology, geochemistry and U-Pb dating with the USP-SHRIMP IIe. Abstracts, 9th SSAGI, 189.

Philipp R.P. & Viero A.P. 1995. Geologia dos anfíbolitos associados ao Gnaise Encantadas. Abstracts. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Gramado, Atas. **5**:67-68.

Philipp R.P. 1998. A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado. 255p.

Philipp R.P., Lusa M., Nardi L.V.S. 2008. Petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southernmost Brazil: Paleoproterozoic continental-arc magmatism. *Anais da Academia Brasileira de Ciências.* **80(4)**:735-748.

Philipp R.P., Machado R. 2001. Suítes graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: Petrografia, tectônica e aspectos petrogenéticos. *Revista Brasileira de Geociências*. **31(3)**:257-266.

Philipp R.P., Machado R., Nardi L.V.S., Lafon J.M. 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: Novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*. **32(2)**:277-290.

Porcher C.A. & Lopes R.C. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – Cachoeira do Sul (folha SH.22-Y-A). Porto Alegre, CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 1 CD-ROM.

Remus M.V.D. 1990. Geologia e geoquímica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel, RS. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 267p.

Remus M.V.D., Hartmann L.A., Formoso M.L.L., 1993. Os padrões de Elementos Terras Raras (ETR) e a afinidade geoquímica komatiítica dos xistos magnesianos e rochas associadas do Complexo Cambaizinho, São Gabriel/RS. *Rev. Brasil. de Geociências*. **23(4)**:370–387.

Remus M.V.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R. 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *J South Am Earth Sci*. **13**:191–216.

Remus M.V.D., Hartmann L.A., Ribeiro M. 1991. Nota sobre a geologia dos metamorfitos de pressão intermediária e granitoides associados da região de Pinheiro Machado, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, **34**:175-189.

Remus M.V.D., Macambira M.B., Hartmann L.A., Beilfuss M., 2001. Crustal evolution of granitoids and gneisses from the Cambaizinho Belt, southern Brazil: review, new zircon Pb–Pb evaporation ages and Pb–Nd–Sr isotopes. In: Proceedings of the III South American Symposium on Isotope Geology, Pucon. Chile.

Remus M.V.D., McNaughton N.J., Hartmann L.A., Koppe J.C., Fletcher I.R., Groves D.I., Pinto V.M. 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *J. South Am. Earth Sci.* **12**:349–366.

Remus M.V.D., Philipp R.P., Faccini U.F., Junges S.L. 1990. Contribuição ao estudo geológico-estrutural dos Gnaisses Encantadas e das relações com as supracrustais Porongos na região de Santana da Boa Vista-RS. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, Anais. **2**:2358-2370.

Ribeiro M. 1983. Informes sobre a Formação Maricá. Iheringia. Série Geológica. **9**:3-50.

Ribeiro M. Bocchi P.R., Figueiredo F.P.M., Tessari R.I. 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS. DNPM/DFPM. Rio de Janeiro. 232p.

Robertson J.F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, state of Rio Grande do Sul, Brazil. Notas e Estudos – IG/UFRGS. **1(2)**:45-54.

Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Prentice Hall, 352p.

Saalmann K., Hartmann L.A., Remus M.V.D., Koester E., Conceição R.V. 2005. Sm–Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the Sao Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. *Precambrian Research*. **136**:159-175.

Saalmann K., Gerdes A., Laheye Y., Hartmann L.A., Remus M.V.D., Läufer A. 2010. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences*. **100**:355-378.

Saalmann K., Remus M.V.D., Hartmann L.A. 2006a. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos Belt, southern Brazil. *Geological Magazine*. **143**:59-88.

Saalmann K., Remus M.V.D., Hartmann L.A. 2006b. Tectonic evolution of the Neoproterozoic São Gabriel Block, southern Brazil — constraints on Brasiliano orogenic evolution of the Rio de la Plata cratonic margin. *J South Am Earth Sci*. **21**:204–227.

Scherer C.M.S., Paim P.S.G., Melo M.A. 2003. Estratigrafia de alta resolução em sucessões fluvio-eólicas: o exemplo do Alogruppo Guaritas (Bacia do Camaquã) na localidade de Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudos e Bacias. Porto Alegre. Anais. 99-104.

Sengör A.M.C. & Burke K. 1978. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*. **5(6)**:419-421.

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

Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Liz J.D., Pierosan R., Waichel B.L. 2003. Stratigraphy of the Acampamento Velho aloformation in the Ramada Plateau, Vila Nova do Sul region, RS. In: I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudos e Bacias. Anais. Porto Alegre. 105-110.

Stabel L.Z., Nardi L.V.S., Plá Cid J. 2001. Química mineral e evolução petrológica do Sienito Piquiri: magmatismo shoshonítico, Neoproterozóico, pós-colisional no Sul do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* **31(2)**:211-222.

Sun S.S., Nesbitt R.W., Sharaskin A.Y. 1979. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth and Planetary Science Letters*. **44**:119-138.

Szubert C.E. et al. 1977. Projeto Cobre nos corpos básico-ultrabásicos e efusivas do Rio Grande do Sul. Relatório Final, 2ª fase convênio CPRM-DNPM, Porto Alegre. 113p.

Teixeira W. 1982. Folhas SH.22-Porto Alegre, SI.22-Lagoa Mirim e SH.21-Uruguaiana. Interpretação dos dados radiométricos e evolução geocronológica. Florianópolis, Projeto RADAMBRASIL. Relatório interno.

Tickyj H., Hartmann L.A., Vasconcellos M.A.Z., Philipp R.P., Remus M.V.D. 2004. Electron microprobe dating of monazite substantiates ages of major geological events in the Southern Brazilian Shield. *Journal Of South American Earth Sciences*. **16**:699-713.

Vasquez M.L. 1997. Evolução petrogenética dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul - RS. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. Dissertação de Mestrado. 195p.

Walker F. & Poldervaart A. 1949. Karroo dolerites of the union of South Africa. *GSA Bulletin*. **60(4)**:591-706.

Wildner W. 1990. Caracterização geológica e geoquímica das sequências ultramáficas e vulcano-sedimentares da região de Bossoroca-RS. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 170p.

Wildner W. et al. 2006. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: CPRM. Escala: 1:750.000.

Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. Springer Netherlands, 466p.

Winchester J. A. & Floyd P. A. 1976. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*. **28**:459-469.

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

Winter J.D. 2014. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Pearson Education Limited, 702p.

Yardley B.W.D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Scientific & Technical, 248p.

3. ARTIGO SUBMETIDO

Geochemistry, metamorphic evolution and tectonic significance of metabasites
from Caçapava do Sul, southern Brazil

Victor Bicalho¹, Marcus Vinicius Dorneles Remus¹, Rafael Rizzardo Silva¹, Norberto
Dani¹

¹Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS,
Porto Alegre (RS), Brazil. E-mails: bs.victor@gmail.com, marcus.remus@ufrgs.br,
rafaelrizzardo@yahoo.com.br, norberto.dani@ufrgs.br

ABSTRACT

This paper proposes the generation and closure of a proto-ocean and formation of an island arc in the Neoproterozoic Passo Feio Metamorphic Complex (PFMC), Caçapava do Sul region, southern Brazil. The PFMC, São Gabriel Terrane, consists of a Neoproterozoic supracrustal metavolcano-sedimentary sequence intruded by the Caçapava Granite. The study uses petrography, whole-rock geochemistry and mineral chemistry to identify the geochemical affinity and tectonic environment of the amphibolites contained in PFMC, the basalts and pillow lavas of Arroio Mudador Formation and dikes intruded in nearby volcanogenic rocks of Hilário Formation. The applied methods allow the metamorphic facies classification of prehnite-pumpellyite for the basalts and pillow lavas, greenschist for the dikes and lower amphibolite for the amphibolites. The discriminant diagrams indicate from tholeiitic to alkaline affinities for the Hilário Formation dikes. The basalts, pillow lavas and amphibolites have basaltic to basaltic-andesite composition and predominant tholeiitic affinity, interpreted as derived of the same protolith. The geotectonic diagrams mostly indicate volcanic arc basalts. The proposed evolution model starts with a proto-ocean opening through the Bossoroca Arc rifting around 760 Ma, where an island arc is formed (PFMC rocks), precipitation of carbonates and marls,

subsequent closure, two metamorphism events and the Caçapava Granite intrusion around 562 Ma.

Keywords: Metabasites; Passo Feio Complex; Geochemistry; Petrography; Metamorphic evolution.

1 INTRODUCTION

Metabasites are rocks that register with relative precision the conditions of metamorphism of metamorphic belts, which occur in the most diversified geotectonic environments of the planet from the Archaean to the Phanerozoic. The chemical composition of the major and trace elements of the metabasites, combined with the magmatic pyroxene composition of the protolith and the field petrotectonic association, allows for the identification of the geochemical affinity - magmatic series - and the possible geotectonic environments of their formation (Leterrier et al. 1982, Morris 1988, Floyd et al. 2000, Maniesi & Oliveira 2000, Xu et al. 2008, Faleiros et al. 2011). This paper focuses on the metabasites related to the Passo Feio Metamorphic Complex, São Gabriel Terrane, located in the Caçapava do Sul region in southern Brazil. This metamorphic complex is composed of a neoproterozoic metavolcano-sedimentary sequence intruded by Caçapava Granite about 562 Ma (Remus et al. 2000). An important part of this sequence is composed of metabasic rocks, whose nature and origin are investigated in this paper.

The mafic ortho-derived rocks of the Passo Feio Complex do not have a clear origin in terms of the protolith formation and tectonic environment, so new studies to determine their origin and evolution are required, which may help in understanding the evolution of the São Gabriel Terrane as a whole.

Several studies were conducted in the supracrustal sequence related to the Passo Feio unit (Ribeiro et al. 1966, Ribeiro 1970, Macedo et al. 1978, Bitencourt & Hartmann 1984b), yet no one agrees on the origin of this sequence. Several authors proposed different geotectonic environments for its origin and evolution: Jost (1966), Szubert et al. (1977) and Fragoso Cesar (1991) classify it as ophiolites (oceanic lithosphere nappes tectonically imbricated in the continental areas). Otherwise, Jost & Hartmann (1984), Bitencourt & Hartmann (1984a, b) Remus et al. (1993), Remus

et al. (1999) and Hartmann & Remus (2000) classify it as greenstone belts, referring to the granite-gneiss rocks as granite-greenstone terranes of the Pre-Cambrian age.

This paper consists of a petrologic study of the metabasites using petrography, whole-rock chemical composition and mineral chemistry by microprobe. It is intended to classify and identify the geochemical affinity and tectonic environment of the generation of amphibolites in the metavolcano-sedimentary sequence of the Passo Feio Metamorphic Complex and its comparison with basalts and pillow lavas of Arroio Mudador Formation, in addition to the intermediate, basic and ultrabasic dikes intruded in volcanogenic rocks in the Hilário Formation. The study of epidote, chlorite, plagioclase and pyroxene and the compositional zoning of the amphibole allows for the evaluation and proposal of a metamorphic evolution for these metabasic rocks. Bringing all this information together enables the proposal of an evolution and geotectonic environment formation model of the Passo Feio Complex metabasites and associated rocks.

The collected data and interpretations allow for the proposal of an evolution model in a geotectonic environment involving the opening and closing of a proto-ocean and a volcanic arc generation, ending with a continental collision and Caçapava Granite intrusion.

2 GEOLOGICAL SETTING

The Sul-Riograndense Shield (SRS), found in the southern part of the Mantiqueira Province (Almeida 1977), consists of an assemblage of rocks formed from the Archaean to the Neoproterozoic, in which the largest accretion occurred in the Transamazonian and the Brasiliano orogenic cycles. The SRS was formed through the agglutination of microcontinents and oceanic island arcs on an old continent, currently the Rio de la Plata Craton (Chemale Jr. 2000, Hartmann et al. 2007). The São Gabriel block or terrane, located in the western part of the SRS, is composed of juvenile calc-alkaline gneisses and metagranitoids, in addition to a metavolcanosedimentary sequence (Jost & Hartmann 1984, Babinski et al. 1996, Remus et al. 2000, Saalman et al. 2005, Hartmann et al. 2007, Saalman et al. 2010).

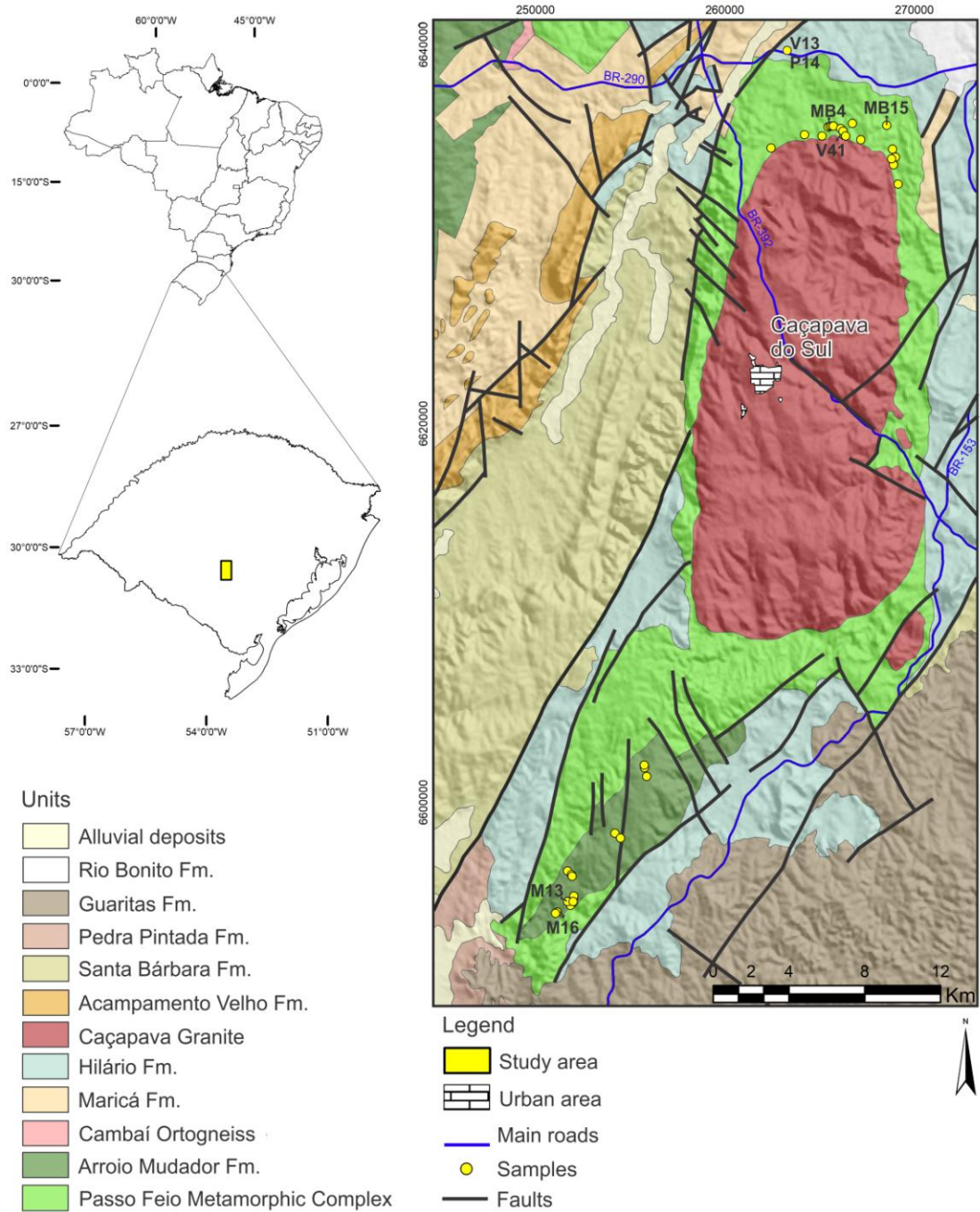


Figure 12. Map of the study area showing the sample locations, highlighting the most relevant samples.

The Passo Feio Metamorphic Complex (PFMC) consists of metapelites, amphibolites, amphibole schists, metagabbros and acid to intermediate metavolcanoclastic associations, with occurrences of magnesian schists, marble lenses and tholeiitic basalts with pillow lavas structures (Figure 12). The PFMC has a neoproterozoic age and was derived from several continental sources, as shown through the evidence of zircon xenocrysts with archaean, paleoproterozoic and neoproterozoic ages (Remus et al. 2000, Lopes et al. 2015). The first metamorphism

in the Complex occurred around 700 Ma, with a second event contemporaneous to the Caçapava Granite intrusion, dated at 562 ± 8 Ma (Remus et al. 2000). Yet Soliani Júnior (1986) indicates an age of 660 to 590 Ma (K-Ar method) related to the temperature of the essential mineral closure of diorites and basalts, indicating a crystallization age prior to these ages.

The metasedimentary rocks consist mainly of an arenopelitic carbonated sequence, probably deposited through turbidity currents (Remus et al. 1991). The mafic ortho-derived rocks have a volcanogenic origin, and tholeiitic and alkaline geochemical affinity suggests a distensive environment in a continental rift (Hartmann et al. 2000).

The northern and western section of the Passo Feio Complex are composed of metapelites, amphibolites, basic and magnesian schists and metasandstones interleaved with mafic to ultramafic metamorphized rocks, while the south of the Caçapava Granite is made up of garnet-staurolite schists, slates, phyllites and chlorite-epidote schists. In the southern area of the PFMC, there are basalts of the Arroio Mudador Formation, formed in subaqueous environments and shown through the presence of pillow lavas with a paragenesis that includes prehnite and pumpellyite, indicating a low-grade metamorphism (Macedo et al. 1978, Toniolo et al. 2007, Chaves et al. 2010).

The regional metamorphism varies from greenschist to amphibolite facies, with these registries preserved by the metamorphic gradient of the chlorite and staurolite zone (Ribeiro et al. 1966, Ribeiro 1970; Remus et al. 2000, Saalman et al. 2006). Bitencourt (1983) described two regional metamorphic events (M1 e M2) in these rocks. The first one (M1) reaches amphibolite facies, the staurolite zone, and the second (M2) is retrogressive (greenschist facies). These events were followed by two deformation phases.

The Passo Feio Complex metamorphites are arranged in an antiformal structure dipping northwest, with its axis showing a low rake sometimes to the northeast or southwest. At the core of the antiformal structure is the granitic body. The folded metamorphic surface of the PFMC tends to outline the granitic body, acquiring approximately a north-south direction near the east and west borders, and an east-west direction on the north and south borders (Bitencourt 1983).

3 RESULTS

3.1 PETROGRAPHY

The analyzed samples were classified into four different lithology groups based on field description, outcrop, hand samples (macroscopic) and microscopic characteristic evaluations: basalts, pillow lavas, amphibolites and intermediate to mafic dikes (Figure 13).

The petrographic analysis was conducted with the *Leica DM4500 P LED* microscope model with an attached camera (*LEICA DFC495* model) through natural light, crossed polarizers and reflected light in order to make the description, mineralogical and textural characterization, in addition to taking the utilized photos. The modal count of representative samples of each lithology compiled in Table 1.

Table 1. Modal quantification of representative thin sections of the studied lithologies, with a total of 600 points per sample.

Rock/Mineral (%)	Basalt M13	Pillow M16	Dikes V13	Amphibolite V41
Augite	38.2	43.8	12.2	-
Chlorite	20.3	17.8	24.0	-
Plagioclase	11.0	9.0	0.0	10.0
Actinolite	-	-	26.3	26.5
Hornblende	-	-	-	43.8
Kaersutite	-	-	30.5	-
Epidote	8.2	11.8	7.0	13.7
Prehnite	13.1	9.7	-	-
Pumpeleite	0.5	0.0	-	-
Sericite	5.7	7.2	-	-
Titanite	2.7	0.7	-	3.7
Opaque Mins.	0.3	0.0	-	2.3
Total	100	100	100	100

The basalt and pillow lava are composed of the same mineralogy (augite + chlorite + epidote + prehnite + pumpellyite + white mica + plagioclase + quartz + opaque minerals (titanite, ilmenite and chalcopyrite), with volcanic glass present). The studied samples possess many similarities, like an aphanitic hipocrystalline texture, anhedral to subhedral minerals, originally empty spaces filled with chlorite and almost a complete substitution of plagioclase by white mica and epidote, with rare fragments preserved. But these lithologies have the following unequal characteristics: the basalt is fine to medium-grained with green-colored epidotes that have oxidized borders indicating ferric composition, while the pillow lava is very fine

grained with pyroxene having a “branched” growth indicating fast cooling. The pillow lavas have chlorite, epidote (generally colorless) and prehnite-filled vesicles. The veins are filled with chlorite, epidote and white mica. Stratigraphically, they were found in the same region (south section of the Passo Feio Complex, individualized in the Arroio Mudador Formation), but they were macroscopically differentiated mainly by pillow lava structures, in which the basalts have a massive structure without apparent rapid cooling textures. Macedo et al. (1978) described metabasite outcrops in the study region with a pillow lavas structure with the same field aspects and textural and mineralogic characteristics of those analyzed in this paper.

The intermediate to mafic dikes located north of the Caçapava Granite have epidote ± kaersutite ± actinolite ± augite ± diopside ± quartz ± chlorite + plagioclase ± sericite ± opaques, with a great mineralogical variation in the described samples. The dikes are fine to medium-grained, with an aphanitic holocrystalline matrix and with anhedral to subhedral minerals. Some pyroxene grains show compositional zoning, identified by the violet-purple color of anomalous interference in crossed polarizers and a pinkish color in natural polarized light (due to Ti presence (Deer et al. 1992), observed in microprobe analysis). Pyroxene and amphibole cumulates also are found. The plagioclase is, for the most part, substituted by sericite, with rare primary fragments preserved. Two different amphiboles are identified. One is brown-colored, interpreted as primary igneous; though sometimes a substitution of anomalous interference color pyroxenes occurs, and it has kaersutite characteristics. The other is a light green color, interpreted as having a metamorphic origin. It is found frequently in the borders of the brown amphibole or as individual crystals, classified as actinolite. The dikes show a considerable variety in field relations, given the intrusion of more recent dikes in the older ones, with interlobated contacts between the older dikes and straight contacts in the more recent ones. They differ from the other lithologies due to their distinct mineralogy and their location in the Hilário Formation, north of PFMC (Figure 12).

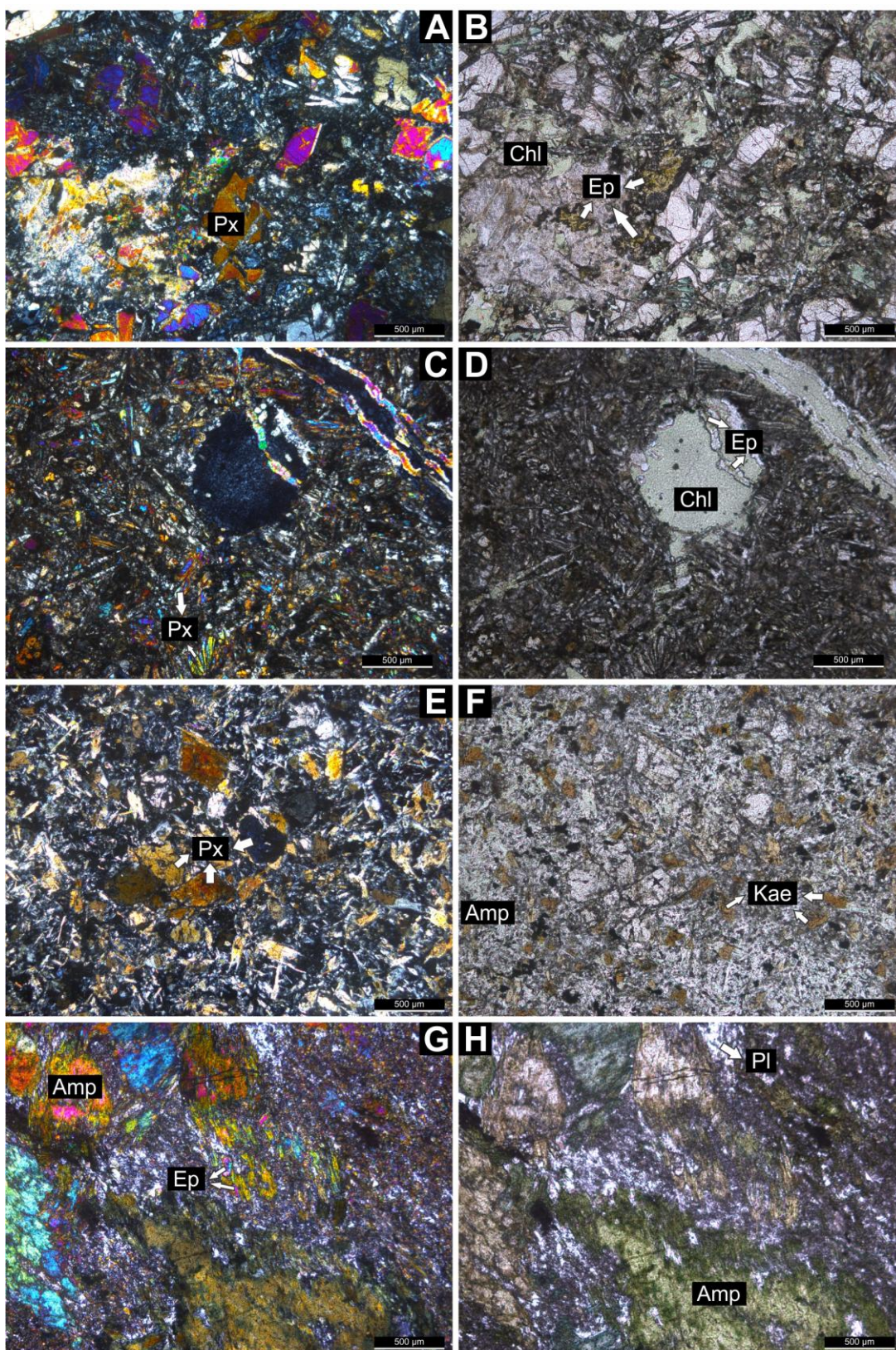


Figure 13. Photomicrographs of representative portions of each studied lithotype, with crossed polarizers and natural light respectively: Basalts (A and B), pillow lavas (C and D), intermediate to mafic dikes (E and F) and amphibolites (G e H), with 50x magnification. Amp: amphibole; Chl: chlorite; Ep: epidote; Kae: kaersutite; Pl: plagioclase; Px: pyroxene.

The amphibolites occur in the north part of the PFMC, interpreted as basic bodies, covering the entirety of this region's outcrops. There is a possibility of being large basic metamorphosed dikes or sills. However, the contacts of these bodies were not found due to the lack of outcrops that show such relations or due to their large dimensions. The amphibolites are mineralogically composed of actinolite + hornblende + epidote + plagioclase + titanite + opaques (ilmenite), with an orientation defined by the amphiboles. They are fine to coarse-grained, with amphibole-oriented porphyroblasts and a matrix composed of epidote, hornblende, plagioclase, ilmenite and titanite. Most of the minerals are anhedral, with subordinate subhedral minerals. In this lithology all minerals are metamorphic, as igneous minerals are not found. Generally, the amphibole has a light green core coloration resembling actinolite and a dark green border coloration (interpreted as hornblende). Sometimes, the grain is entirely composed by hornblende. The titanite is generally found substituting the opaque minerals.

3.2 MINERAL CHEMISTRY

The mineral chemistry analysis was performed using the *Cameca SXFive* model electronic microprobe of the Laboratório de Microsonda Eletrônica da CPGq, IGEO – UFRGS, by WDS using 15 keV voltage and 15 nA beam current. The analyzed minerals were pyroxene, epidote, amphibole, plagioclase and chlorite in a total of 474 points in seven polished thin section samples, in which there are: MB-4, MB-15 and V41 (amphibolites), P14 and V13 (dikes), M13 (basalt) and M16 (pillow lava). Table 2 shows the representative minerals of each studied lithology.

Table 2. Representative samples of analyzed minerals in the electronic microprobe. n.a.: not analyzed; amphib.: amphibolite.

Mineral(wt.%)	Piroxene			Clorite			Epidote				Feldspar				Amphibole	
	Basalt	Pillow	Dikes	Basalt	Pillow	Dikes	Basalt	Pillow	Dikes	Amphib.	Basalt	Pillow	Dikes	Amphib.	Dikes	Amphib.
Rock																
SiO ₂	51.75	50.66	49.04	26.82	27.32	28.72	37.58	37.63	38.14	38.06	65.2	67.01	59.21	63.01	40.65	47.66
Al ₂ O ₃	3.17	2.8	5.16	18.83	18.66	18.34	21.48	23.01	28.29	24.97	21.28	20.76	22.47	23.42	11.34	7.19
FeO(t)	7.93	11.73	6.65	28.97	25.09	17.57	15.86	13.61	6.02	11.37	0.15	0.31	2.18	0.11	13.66	16.99
MgO	16.56	14.38	14.75	12.2	15.46	19.37	0.02	0.02	0.05	0.02	0.03	0.00	0.64	0.00	11.85	11.48
CaO	19.86	18.7	22.22	0.1	0.17	0.08	23.04	22.94	22.99	23.47	2.13	2.14	6.04	5.03	11.55	12.09
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.05	0.05	0.16	0.04	0.52	0.22
Na ₂ O	0.21	0.15	0.22	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	10.39	9.76	8.18	8.89	1.91	0.69
MnO	0.2	0.27	0.15	0.29	0.21	0.24	0.07	0.06	0.06	0.16	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.24	0.29
TiO ₂	0.61	0.78	1.25	0.02	0.01	0.06	0.00	0.03	0.03	0.08	0.02	0.02	0.52	0.00	3.37	0.08
Cr ₂ O ₃	0.11	0.14	0.45	0.00	0.02	0.51	0.00	0.01	0.01	0.01	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.02	0.01
V ₂ O ₃	0.07	0.13	0.07	n.a.	n.a.	n.a.	0.00	0.08	0.03	0.06	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.07	0.06
NiO	0.00	0.00	0.00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.04	0.01
Y ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.00	0.02	0.00	0.00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.00	0.00
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.00	0.00
Total	100.49	99.75	99.95	87.23	86.93	84.9	98.04	97.41	95.63	98.2	99.26	100.05	99.4	100.52	95.21	96.78

3.2.1 AMPHIBOLE

No amphiboles were found in the basalts and pillow lavas. To name the amphiboles, the Leake (1997) classification (Figure 14) was used in the 115 analyzed points. The amphiboles present in the intermediate to mafic dikes are mostly actinolite and magnesiohornblende, with an occurrence of magnesiohastingsite, pargasite, and a large quantity of titanium and kaersutite, of which the last three have a huge petrographic and chemical similarity to each other. These minerals occur mostly as igneous, texturally shown by their anhedral to subhedral shape, generally substituted by actinolite or magnesiohornblende in the borders, but there is also substituting Ti-rich pyroxenes. Actinolite and magnesiohornblende are also found in individual crystals.

In the amphibolites, all minerals have a metamorphic origin. The amphiboles have compositional zoning. A clear core-rim relationship was observed, wherein the core is composed predominantly of actinolite or with a minority of magnesiohornblende. The rim has a ferrohornblende to ferrotschermakite composition with a variation in the composition, indicating a temperature increase related to progressive metamorphism (Figure 14A). This compositional zoning is also noticeable petrographically in the pleochroism color ranging from colorless to light green in the core and changing from light green to dark green in the borders. Not all minerals have this distinct core-rim characteristic, as a considerable quantity of minerals have homogeneity in composition and color.

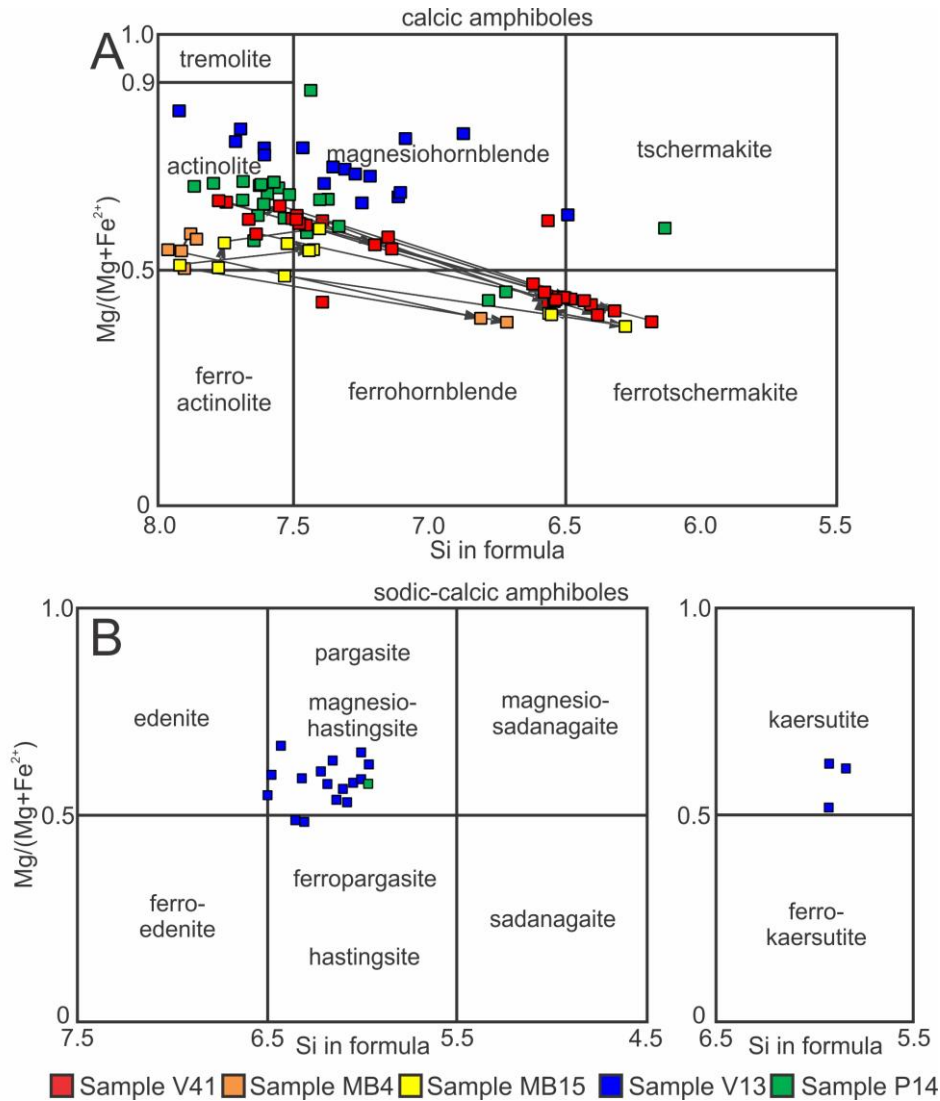


Figure 14. Diagram of calcic and sodic-calcic amphibole classification according to Leake (1997). The arrows indicate the core to rim relationship. Analyzed samples: MB4, MB15 and V41 (amphibolites), V13 and P14 (dikes).

3.2.2 FELDSPAR

This mineral is found in all studied lithologies as plagioclase, observed through the analysis of 58 points (Figure 15). The basalt, pillow lava and dikes plagioclase are igneous, proven by their original euhedral tabular habit, but remaining only fragments due to the recrystallization to other minerals like epidote, albite and mica. The composition varies from albite to andesine, but most are oligoclase.

In the amphibolite there is only metamorphic plagioclase, with a composition ranging from albite to oligoclase. It is not possible to observe a clear core-rim

relationship since mostly of the crystals analyzed have a homogeneous composition, or heterogeneous with a random composition.

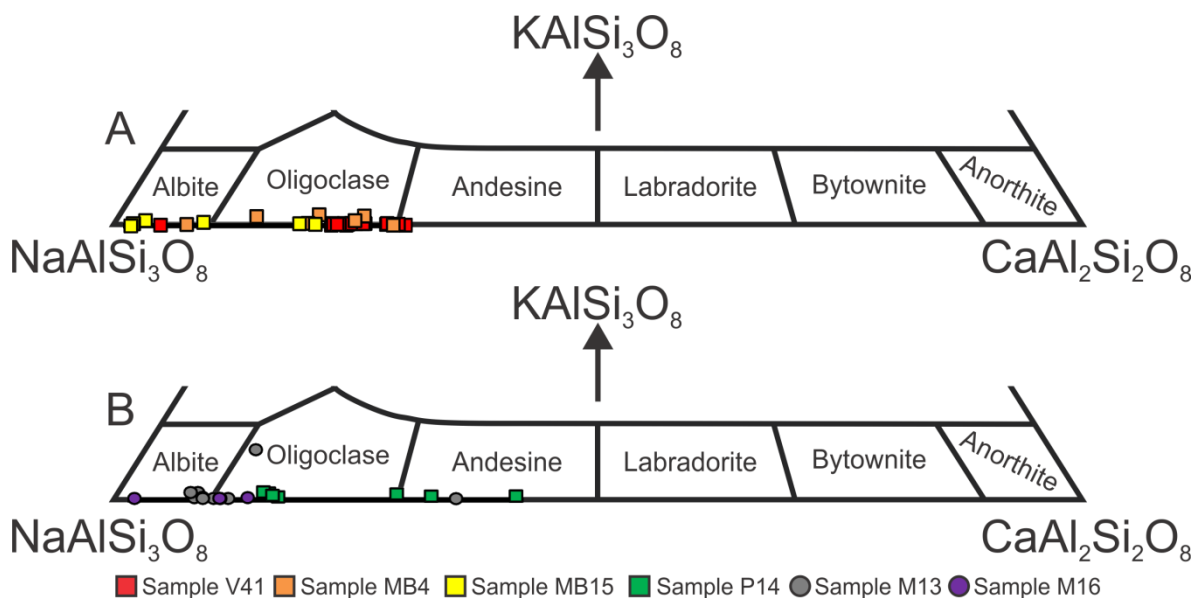


Figure 15. Feldspar classification diagram according to Deer et al. (1992). Part of the diagram was cut for better visualization. Analyzed samples: MB4, MB15 and V41 (amphibolites), P14 (dikes), M13 (basalt) and M16 (pillow lava).

3.2.3 PYROXENE

A total of 120 points were analyzed of this mineral group, found in the dikes, basalt and pillow lava in considerable quantities. In the amphibolites all pyroxene minerals were substituted by amphibole during the metamorphism. They have igneous origin, varying from augite in basalt and pillow lava to diopside (dominant) or augite in the analyzed dike samples (classified after Morimoto (1988) (Figure 16)), with a considerable amount of Ti (1.5 to 1.8% TiO_2) and Cr (0.4 to 0.7% Cr_2O_3), confirming the anomalous birefringence origin observed in the petrographic analysis. An observed core-rim relationship is an increase of Ti, Cr and Al and a Si decrease in these minerals.

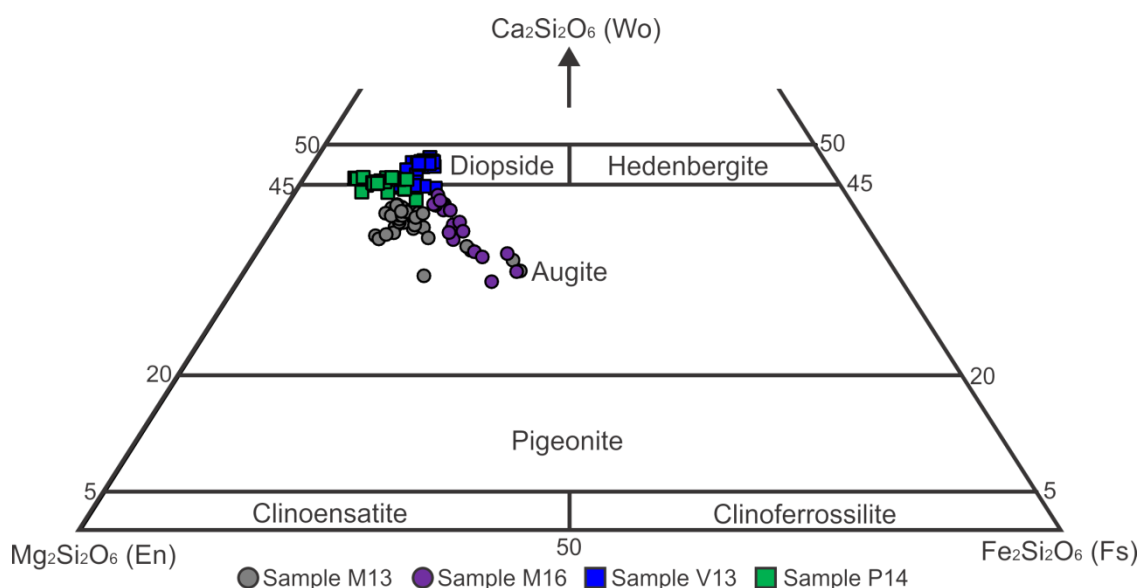


Figure 16. Clinopyroxene classification diagram according to Morimoto (1998).

3.2.4 EPIDOTE GROUP

The epidote occurs in all lithologies, with 99 analyzed points. Using the Franz & Liebscher (2004) classification, the amphibolite and dike epidotes were all classified as clinozoisites. The composition of these minerals in the pillow lavas are predominantly clinozoisite, with only one sample located in the epidote field. The basalt has a more ferric composition in the present epidote group minerals, with almost all points analyzed classified as epidote (Figure 17).

In some analyzed crystals, an Al increase (Fe decrease) from core to rim was clearly observed in the amphibolite, indicating a temperature elevation in the crystallization process. Most of the analyzed epidotes do not show this relation.

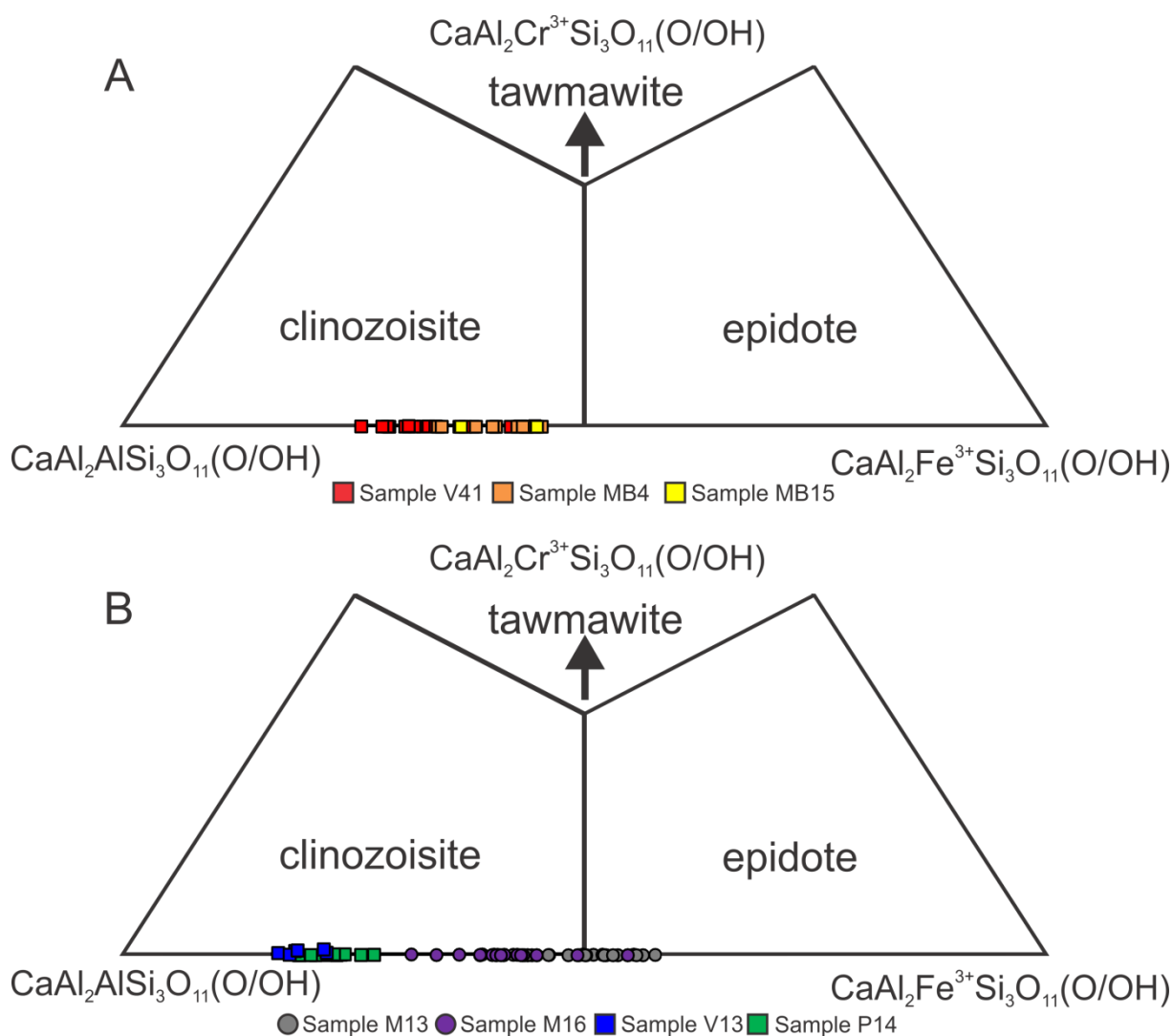


Figure 17. Epidote classification diagram according to Franz & Liebscher (2004). The Cr (tawmanite) field was cut for better visualization.

3.2.5 CHLORITE

Chlorite is not found in the amphibolite lithology, possibly due to a substitution in the metamorphism. The analysis totaled 82 points and it was conducted in the basalt, pillow lava and dike lithologies.

Based on the Zane & Weiss (1998) classification diagram (Figure 18A), the chlorites of the two analyzed dike samples are classified as clinochlore because of their magnesian composition. The pillow lava chlorites are also classified as clinochlore, but with an intermediate composition, very close to the chamosite field. Unlike the other lithologies, the basalt chlorite has a predominance of Fe, classified as chamosite. The Fe-Mg ratio is similar to the whole-rock analysis. A small dispersion (variation in the analysis of the composition of the same sample) is

observed, which may indicate a simultaneous chlorite crystallization in each lithology. No significant variation is found in the mineral core-rim relation, as the minerals were found with a homogeneous composition.

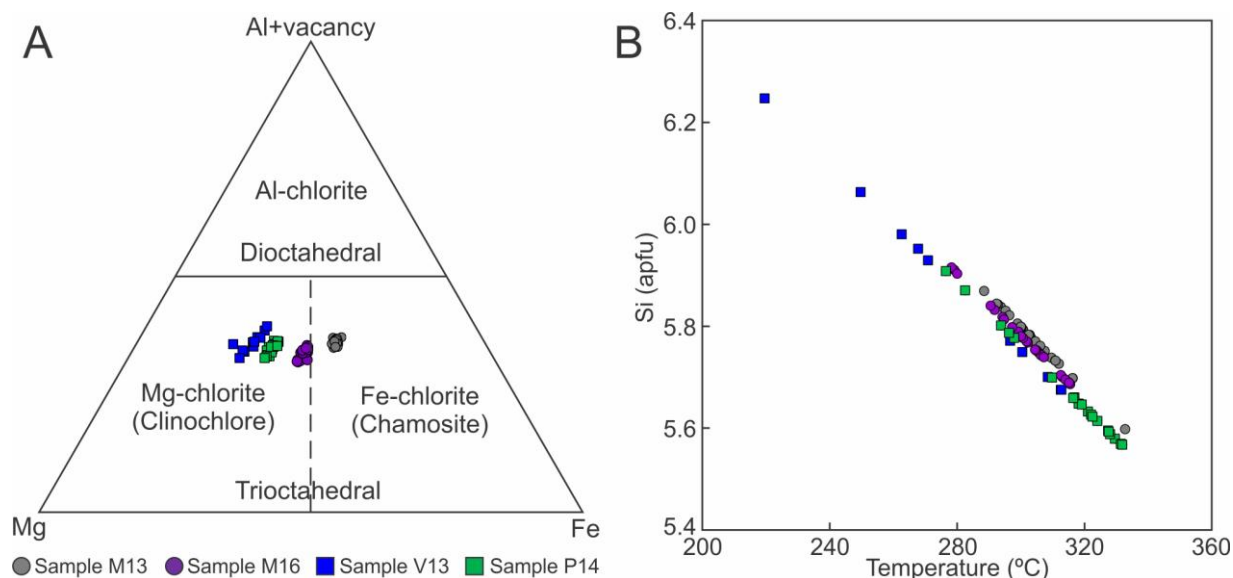


Figure 18. A: Chlorite classification diagram by Zane & Weiss (1998); B: Temperature x Si (apfu) diagram of De Caritat et al. (1993).

To obtain the chlorite crystallization temperature, the Jowett (1991) methodology was applied, which proposes the following formula: $T (^{\circ}\text{C}) = 319 \cdot \text{Al}_c^{\text{IV}} - 69$, with $\text{Al}_c^{\text{IV}} = \text{Al}^{\text{IV}} + 0.1[\text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})]$, with the Al^{IV} and Fe^{3+} calculated in a spreadsheet proposed by Tindle (2010). The calculated results were plotted in the temperature by Si (apfu) (De Caritat et al. 1993) (Figure 18B). The M13 (basalt) and M16 (pillow lava) samples generated similar temperatures with the major value concentration between 280 to 315 °C, which, according to the Winter (2014) metamorphic facies graph, estimates the pressure as the average of regional metamorphism (using the Brown & Mussett (1993) average continental geotherm), and classified these lithologies in the prehnite-pumpellyite to greenschist transition facies, but mostly in prehnite-pumpellyite. The V13 (dike) sample generated scattered data with low sample variety, making it impossible to make a consistent interpretation. The P14 sample (dike) has temperatures between 280 to 332 °C, with a major value concentration between 315 to 332 °C, well-adjusted in the greenschist facies.

3.3 GEOCHEMISTRY

The whole-rock chemical analysis was conducted using X-ray fluorescence in the Laboratório de Análise Química de Rochas do IGEO – UFRGS, consisting of major and trace elements in a total of six samples, and by Inductive Coupled Plasma – Mass Spectrometry method conducted in the ACME Labs in a total of 19 samples, which resulted in a major, trace and rare earth element analysis. Table 3 summarizes the analyzed lithologies with selected and representative samples for the different groups. The chemical analysis of all samples can be found in the supplementary material of the paper.

Table 3. Whole-rock geochemical data of eight representative samples. The major elements are represented in weight % and the trace elements in ppm. n.a.: not analyzed; n.d.: not detected.

Rock	Basalt		Pillow		Dikes		Amphibolite	
Sample	M13	M08	M15	M18	V14	V12	MB28	MB15
SiO ₂	48.31	49.32	48.54	49.93	42.79	57.68	49.26	49.94
Al ₂ O ₃	13.85	13.37	15.04	14.27	11.29	16.11	15.96	12.48
TiO ₂	0.83	1.44	1.22	0.87	1.43	0.77	0.78	1.42
FeO _(t)	11.18	14.6	12.48	11.36	13.52	8.54	9.05	14.01
MnO	0.18	0.21	0.2	0.17	0.24	0.14	0.14	0.24
MgO	7.34	5.51	7.08	7.86	14.99	5.1	5.57	5.98
CaO	11.52	9.74	8.11	10.46	10.25	4.58	16.89	9.31
Na ₂ O	1.43	0.93	3.14	1.67	0.57	2.93	0.03	2.81
K ₂ O	0.25	0.29	0.92	0.77	0.56	0.9	0.18	0.19
P ₂ O ₅	0.06	0.1	0.19	0.1	0.22	0.1	0.06	0.12
LOI	4.38	4.3	2.8	2.2	3.59	2.38	2.28	1.56
Total	99.33	99.81	99.72	99.66	99.44	99.23	100.2	98.06
Ba	151	293	995	219	114.1	337.3	51	85
Ce	17.2	18.6	40	21.5	n.a.	n.a.	29.6	8.4
Co	53.0	50.5	52.5	51.2	92.5	50	54.9	55.8
Cs	0.4	0.9	0.5	0.6	n.a.	n.a.	0.5	0.1
Dy	3.34	4.54	3.66	2.91	n.a.	n.a.	3.03	5.39
Er	1.79	2.58	2.07	1.72	n.a.	n.a.	1.67	3.68
Eu	0.94	1.25	1.44	0.85	n.a.	n.a.	0.94	1.16
Ga	17.2	21.4	18.9	16.7	15.8	18.9	23.8	19.4
Gd	2.87	4.48	4.03	2.95	n.a.	n.a.	3.18	4.34
Hf	1.9	3.1	3.2	2.4	n.a.	n.a.	2	2.2
Ho	0.66	0.96	0.72	0.6	n.a.	n.a.	0.57	1.11
La	8.2	8.1	19.6	10	n.a.	n.a.	15	3
Lu	0.24	0.35	0.31	0.23	n.a.	n.a.	0.23	0.49
Nb	4.8	4.2	9.4	4.8	18	4.2	4.1	1.6
Nd	10.5	13.2	18.9	10.7	n.a.	n.a.	14.6	7.7
Pr	2.24	2.71	4.82	2.66	n.a.	n.a.	3.51	1.5
Rb	9.3	12.9	19.8	22.3	n.d.	24.2	9.4	3.7
Sm	2.50	3.56	4.14	2.65	n.a.	n.a.	3.05	2.97
Sr	184.8	182.1	263.4	193.7	298.2	422.1	67.6	84.9
Ta	0.3	0.2	0.5	0.3	n.a.	n.a.	0.2	0.1

Tb	0.52	0.79	0.67	0.48	n.a.	n.a.	0.52	0.83
Th	2.6	1.2	2.1	2	n.a.	n.a.	2	<0.2
Tm	0.28	0.42	0.28	0.24	n.a.	n.a.	0.25	0.55
U	2.1	0.2	0.3	0.3	n.a.	n.a.	0.4	0.1
V	284	390	263	265	n.a.	n.a.	251	428
Y	16.9	25.7	19.8	15.3	24.8	25.3	15.6	31.8
Yb	1.74	2.42	1.89	1.61	n.a.	n.a.	1.55	3.35
Zr	69.8	92.5	123.5	73	66.3	95.8	75.3	66.9
Pb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	6.9	1.9	n.a.	n.a.
Cr	n.a.	n.a.	294.2	444.7	1450.7	169.1	n.a.	n.a.

The samples were chemically classified by major and trace elements using the TAS (total alkali silica) (Le Bas et al. 1986) and Zr/TiO₂ - Nb/Y (Winchester & Floyd 1977) diagrams respectively (Figure 19A and B). The basalt, pillow lava and amphibolite samples were predominantly classified as basalt to basaltic andesite, with the exception of two samples. It shows a compositional similarity between these three studied lithologic groups despite the mineralogical differences. The intermediate dikes were classified as andesite and the mafic ones as basalt and microbasalt. The Zr/TiO₂ - Nb/Y diagram uses immobile elements (valid for terranes up to medium grade metamorphism). Two dike samples show a transitional composition to alkali basalt, which may indicate an alkaline composition of protolith.

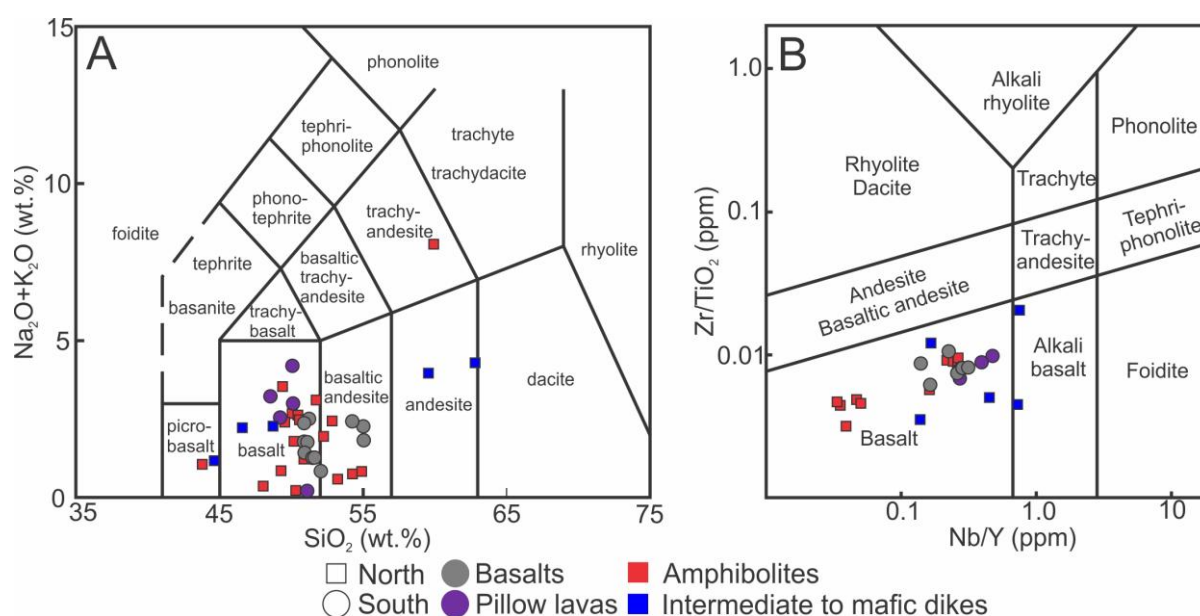


Figure 19. Volcanic rock classification diagram through chemical composition TAS (total alkali silica) (Le Bas et al. 1986); B: Volcanic rock classification diagram through trace elements Zr/TiO₂ - Nb/Y (Winchester & Floyd 1977).

The geochemical affinity of the studied rocks was determined in the Nb/Y - Zr/P₂O₅ (Floyd & Winchester 1975), TiO₂ - Zr/P₂O₅ (Winchester & Floyd 1976) and

P_2O_5 - Zr (Winchester & Floyd 1976) discriminant diagrams (Figure 20). A clear tholeiitic affinity was observed in the basalt, pillow lava and amphibolite samples, with a low variation and similar results to each other. The dikes have from tholeiitic to alkaline affinity, which can suggest more than one magmatic pulse.

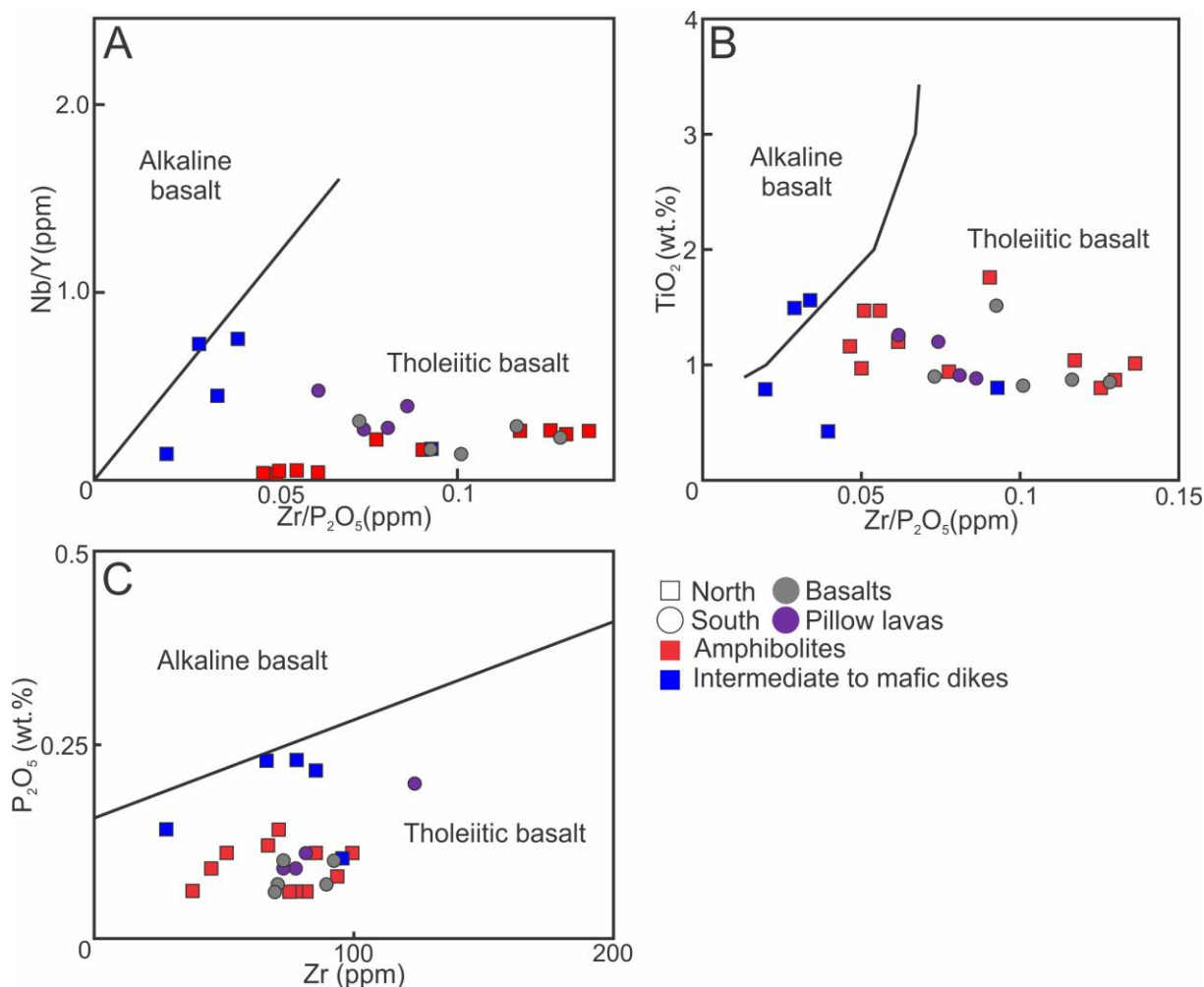


Figure 20. Basalt geochemical affinity classification diagrams. A: Nb/Y x Zr/P₂O₅ (Floyd & Winchester 1975). B: TiO₂ x Zr/P₂O₅ (Winchester & Floyd 1976). C: Zr-P₂O₅ wt.% (Winchester & Floyd 1976).

4 DISCUSSIONS

According to petrographic, mineralogic, whole-rock chemical composition and mineral chemistry observations, the basalt and pillow lava have large similarities and can be interpreted as being formed by the same magma but solidified in different depths. The pillow lavas are formed in subaqueous environment with rapid cooling, and the basalt is formed in greater depths, given the coarser granulation and absence of rapid cooling textures. Some of these occurrences could represent sills. The chlorite geothermometer in these two lithologies provided temperatures between

280 and 315 °C in the transition from prehnite-pumpellyite to lower greenschist facies, predominantly in prehnite-pumpellyite. However, the absence of amphibole (actinolite) and their mineral paragenesis implies that there was not enough temperature to equilibrate in the greenschist facies.

The amphibolites register a progressive metamorphism, with amphiboles showing cores composed of actinolite and magnesiohornblende and rims with ferrohornblende and ferrotschermakite compositions (Figure 14) and an increase in the Al/Fe ratio in some epidote grains. The predominant presence of oligoclase and subordinate presence of albite coexisting with tschermakite indicate lower amphibolite facies next to the greenschist facies transition.

According to Grapes & Hoskin (2004), there is a compositional relation in low to medium-grade metamorphic rocks, defined by the gradual Fe reduction (substituted by Al) with the increase of metamorphic grade. This compositional variation was observed in the higher percentage of Fe in the basalt and pillow lava epidotes in relation to amphibolite, which allows the comparison from the compositional similarity of these rocks. The dikes should not be considered in this relation, since the low abundance of FeO and the high MgO in the dikes directly influence the relatively rich Al₂O₃ composition of its epidotes. The Fe and Al variation observed among the epidotes of the different lithologies allows a comparison only between the amphibolite, basalt and pillow lava lithologies, due to the similar composition between these in the whole-rock chemistry. The compositional relation of Grapes & Hoskin (2004) is observed in the high Al proportion in the epidotes from amphibolites, indicating a higher metamorphic grade in the amphibolite than in the basalt and pillow lava. The slightly higher percentage of Al in the pillow lava compared to the basalt does not represent a difference of metamorphic grade, proven by the mineralogical similarity and, therefore, paragenetic. The chlorites do not have compositional zoning, and therefore do not show variations that indicate metamorphic conditions, as their composition is similar to the whole-rock composition (crystallizing in this way because of the proportion of chemical elements it has).

The rock classification diagram by the whole-rock analysis and geochemical affinity discriminant diagrams show a geochemical similarity among basalt, pillow lava and amphibolite lithologies. The three lithologies have a basaltic to basaltic-andesite composition and tholeiitic affinity, derived from the same protolith. The contrasting mineralogical features are due to different metamorphic grades.

The Leterrier et al. (1982) diagrams (Figure 21A, B and C), utilized in sequence to geochemistry affinity determination of the analyzed rocks through clinopyroxenes show with accurate precision the alkaline affinity of the dike sample V13 and tholeiitic in P14 sample, possibly indicating different magmas in the same event. The basalt has transitional tholeiitic to calc-alkaline affinity and the pillow lava has tholeiitic character. In the Le Bas (1962) diagram (Figure 21D), the basalt, pillow lava and tholeiitic dike results are consistent with the previous diagrams showing subalkaline affinity. The V13 (dike) sample previously classified in the diagrams as alkaline showed subalkaline to peralkaline affinity, presenting consistency. Most of the points with alkaline and peralkaline character are in the pyroxenes rim, showing an increase of alkalinity as a core-rim relationship in this sample.

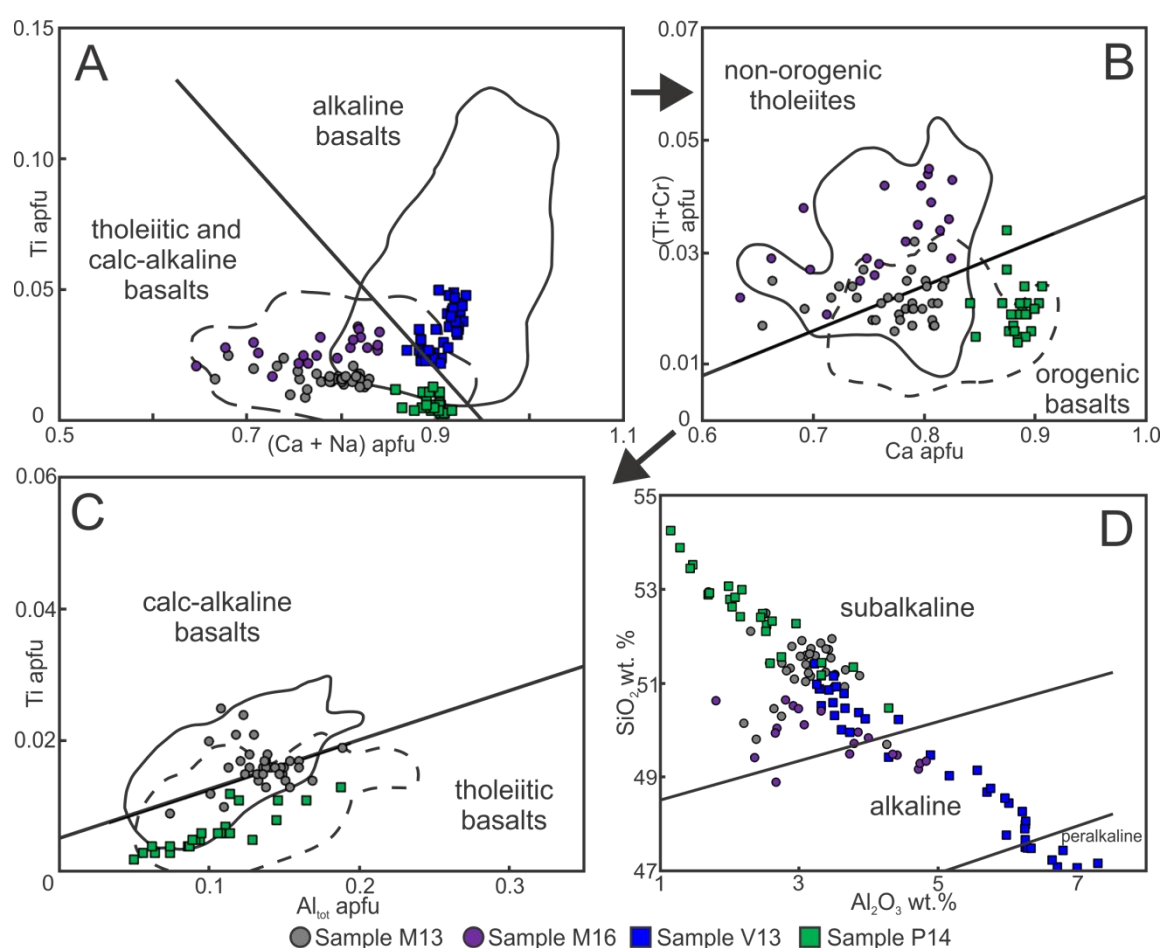


Figure 21. A B and C: Discriminant diagrams using clinopyroxenes according to Leterrier et al. (1982) to geochemical affinity and geotectonic environment classification. The arrows show the subsequent utilization order for correct classification. The continuous and dashed lines show the areas of greatest frequency from the author's analyzed samples of each classification field. D: Geochemical affinity discriminant diagram after Le Bas (1962).

The petrographic and mineral chemistry analysis in a mafic dike shows a large presence of sodic-calcic amphiboles (magnesiohastingsite) with petrographic features of kaersutite. The chemical composition of some points of this amphibole allow it to be classified as kaersutite, and others analyzed have a similar composition (high Ti content but not enough to be classified as kaersutite) (Figure 14B). The actinolite presence in the observed metamorphic paragenesis, the absence of higher temperature amphiboles and the chlorite geothermometer with 315 to 332°C temperatures indicate lower greenschist facies for the dikes.

The intermediate to mafic dikes have a geochemical affinity from tholeiitic to alkaline probably due to chemical variations of the different magmatic pulses (or alternatively by crustal contamination or assimilation). The alkaline character is indicated by the high amount of Cr, Ti and Al and the clinopyroxene and whole-rock geochemical affinity diagrams. The kaersutite is a typical component of alkaline volcanic rock, as an igneous mineral and also replacing titaniferous augites (Deer et al. 1992), as both are features found in the mafic dike (sample V13). Therefore, the dikes intruded in the Hilário Formation have clear differences from the other lithologies. However, the available geochronological data for the metabasites do not yet allow a conclusion about whether the metamorphic evolution of these lithologies found in PFMC was or was not contemporaneous to that of the dikes.

The utilized geotectonic environment discriminant diagrams (Figure 22) produced similar data between themselves. The MnO-TiO₂-P₂O₅ (Mullen 1983) diagram produced a cluster of points in the island arc tholeiites (IAT) field. With a similar result, the chemical analysis plotted in the Th-Hf-Ta (Wood et al. 1979) diagram were located in the volcanic arc basalts (VAB) field (IAT are included in this classification), with the advantage of not having overlapped classification fields in this diagram. The Zr-Nb-Y (Meschede 1986) generated results in overlapping classification fields, ranging from within-plate tholeiites and VAB to N-MORB and VAB. Lastly, the Zr-Ti-Y (Pearce & Cann 1973) diagram shows data predominance in the MORB and VAB overlapping field, but some samples were located in the VAB fields.

The data obtained and displayed in the discriminant diagrams of Figure 22 indicate a formation environment of the analyzed rocks in volcanic arc basalts (VAB), occurring even in overlapping fields. The points that plot on the within-plate tholeiite field are not found in more than one diagram, and the MORB signature rocks can possibly form in the volcanic arc environment proposed in this paper.

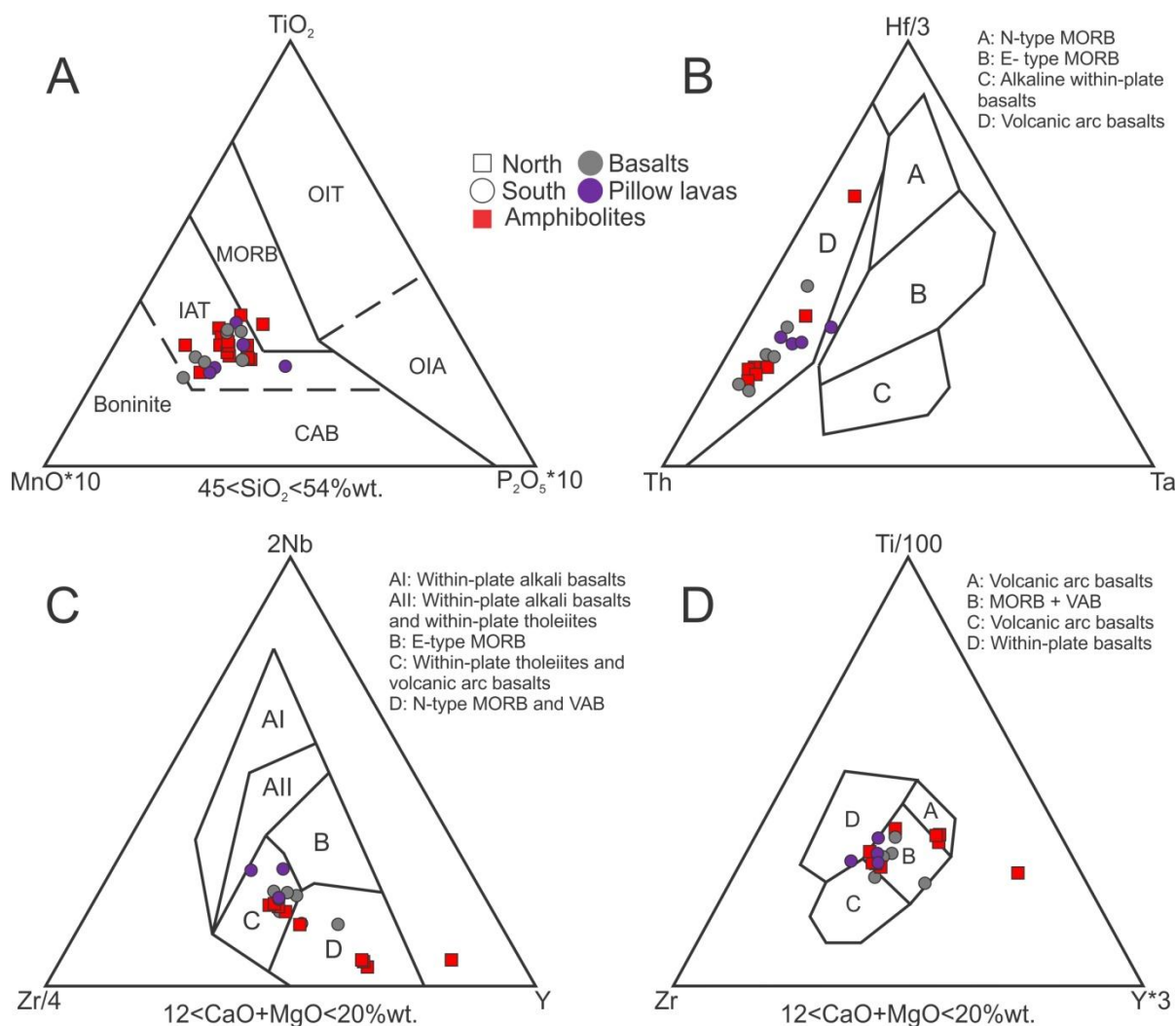


Figure 22. Geotectonic environment discriminant diagrams. A: MnO-TiO₂-P₂O₅ (Mullen 1983). B: Th-Hf-Ta (Wood et al. 1979). C: Zr-Nb-Y (Meschede 1986). D: Zr-Ti-Y (Pearce & Cann 1973).

The VAB interpretation is reinforced by the results in Figure 23. The spidergram proposed by Dilek & Furnes (2011, 2014) shows a similarity between the analyzed rocks and the volcanic arc ophiolites. Due to a lack of Pb analysis of basalt and pillow lava, it was not possible to identify the positive anomaly that occurs according to the authors' proposal, but the Pb analysis of one sample of amphibolite agrees with this Pb anomaly.

The Th/Yb-Ta/Yb (Pearce 1982) diagram shows an ocean island arc formation environment, with a predominance of calc-alkaline and a subordination of tholeiitic, which is consistent with the obtained results in the Figure 22 diagrams. However, the geochemical affinity occurs in a different way, justified by a possible transitional character from tholeiitic to calc-alkaline of the studied lithologies (also observed in the Leterrier et al. (1982) diagrams). The V-Ti (Shervais 1982) diagram classifies the

samples in IAB and MORB (close to the transition line between them), also coinciding with the proposed volcanic arc model. Dilek & Furnes (2011) reclassified this diagram with a large sample variety (Fig. 5B of the cited article), with the samples of this paper matching the volcanic arc ophiolite samples occurrence area from the diagram.

The discriminant diagrams of Figures Figure 22 and Figure 23 produced consistent data to show a correlation with the volcanic arc ophiolite model of Dilek & Furnes (2011, 2014) (Figure 22C). Petrotectonic association similarities are also found between the authors' model and the studied region, given the presence of basalt and pillow lava in the Complex and amphibolites with the same origin, but affected by deformation and rebalanced in a metamorphism grade sufficient for the disappearance of the primary structures.

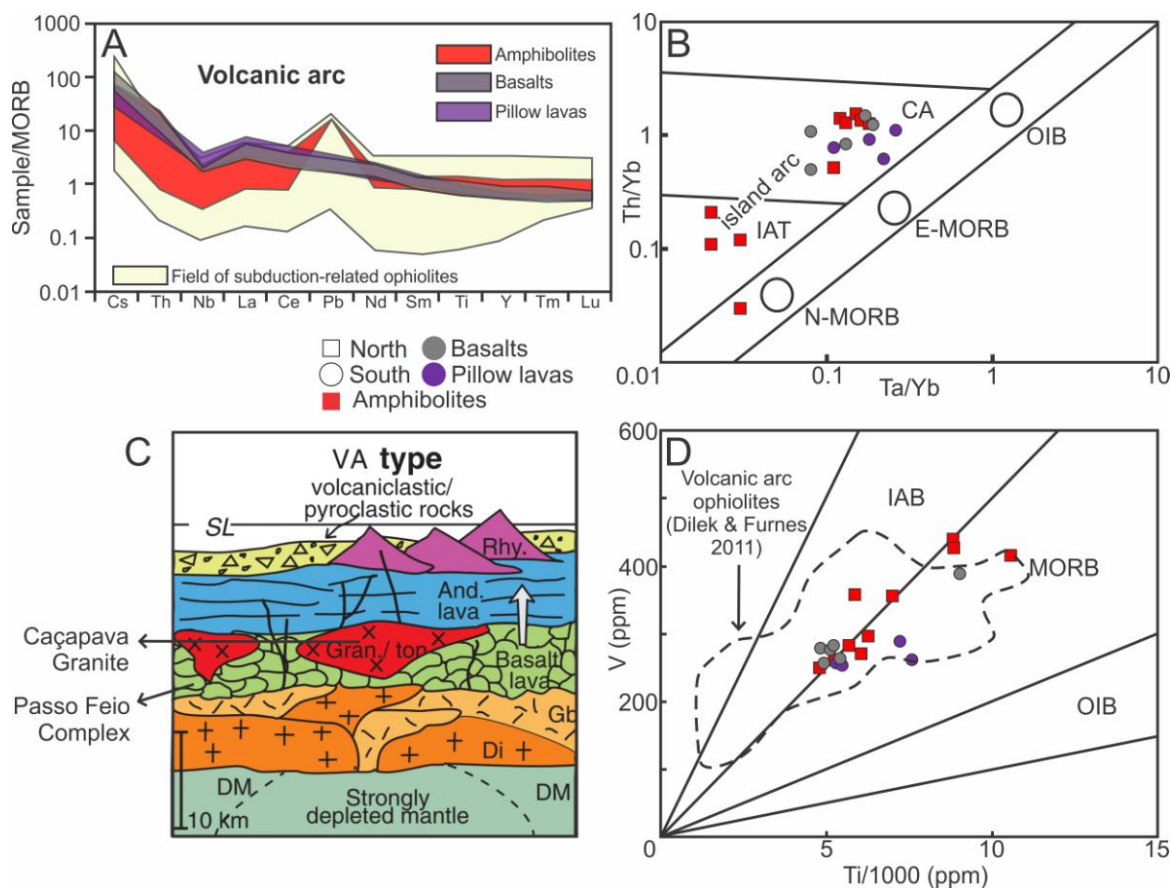


Figure 23. A: Spider diagram normalized by Dilek & Furnes (2011) provided values; B: Th/Yb- Ta/Yb (Pearce 1982) diagram; C: Volcanic arc ophiolites model by Dilek & Furnes (2011), related to the rocks of the studied region; D: V-Ti (Shervais 1982) diagram; the dashed field represents the frequency area of volcanic arc type ophiolite samples reclassified by Dilek & Furnes (2011).

4.1 EVOLUTION MODEL

The proposed evolution model is based on the Martinez & Taylor (2006) model, where there is an opening of a proto-ocean through an island arc rifting (Figure 24). The proposed model starts with the Bossoroça Arc rifting, dated between 753 to 767 Ma (Machado et al. 1990, Remus et al. 1999, Gubert et al. 2016). The beginning of the arc rifting (and the proto-ocean formation consequently) is interpreted as approximately 760 Ma (Figure 24A). In this new oceanic crust, a small island arc was formed, which, with a portion of the oceanic crust, formed the metabasic rocks of PFMC, whose arc was supplied with the Rio de la Plata Craton subducted oceanic crust fused material, the same source that originates the Bossoroça Arc (Figure 24B). In the newly-formed arc coast, the deposition of carbonate sediments associated with marls and pelites occurred, which generates the marbles and pelitic schists, interpreted by the cited authors as deposited in a restricted ocean environment (Goulart et al. 2013), in accordance with the proposed model. Goulart et al. (2013) also dated the marbles found in the PFMC through $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ and stable isotopes, obtaining a carbonate sediment deposition age between 770 and 730 Ma, which serves as an indirect dating of approximately from 760 to 740 Ma for the crystallization age of the studied metabasites, given the lack of an absolute crystallization age dating of these rocks (Figure 24C). From 730 Ma, changes in convection cause the beginning of the proto-ocean closure, with a subduction of part of the newly-formed oceanic crust under the studied island arc. The total closure of the proto-ocean caused the collision between the Bossoroça Arc and the Passo Feio terranes, consequently causing the first metamorphic event (with regional character) in the studied rocks with the age of approximately 700 Ma (Remus et al. 1999), consistent with the approximate age of the amphibolite facies metamorphic peak in the São Gabriel Terrane (Saalman et al. 2010). The second metamorphic event, dating from 650 to 590 Ma (Soliani Júnior 1986), was caused by thrusts (regional metamorphism) in the São Gabriel Terrane in the post-collisional stage of Encantadas Block (Saalman et al. 2010). The last event occurred in 560 Ma caused by the late intrusion of the Caçapava Granite at the end of the Brasiliano orogenic cycle, generating the antiformal structure in the PFMC (Figure 24D).

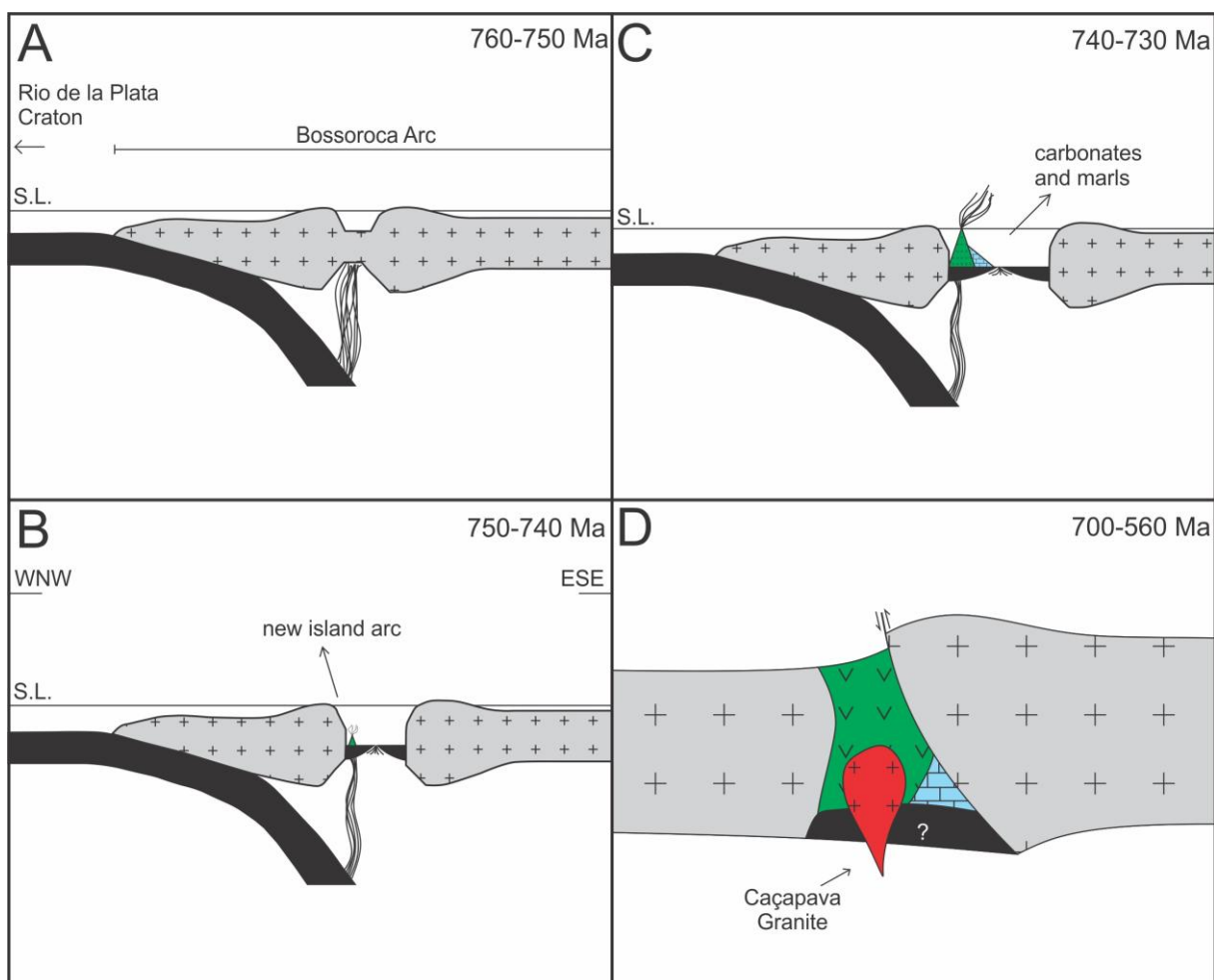


Figure 24. Simplified tectonic evolution model of the Passo Feio Metamorphic Complex rocks.

5 CONCLUSIONS

The field survey, combined with the petrographic and geochemical analysis, suggests that the basalt, pillow lava and amphibolite lithologies are all originated from the same protolith, with the mineralogical differences caused by distinct metamorphic grades. The metamorphism in the amphibolites is progressive, reaching low amphibolite facies, without clear retrogressive evidence. The pillow lava and basalt were metamorphosed to prehnite-pumpellyite facies, with the differences in metamorphic facies explained by a shallow crustal level of these rocks.

The basalts, pillow lavas and amphibolites have a predominantly tholeiitic affinity, but in some diagrams they are transitional to calc-alkaline. The dikes show tholeiitic to alkaline affinity, as shown in the discriminant diagrams. The alkaline affinity of the dikes is reinforced by the kaersutite presence and Ti, Cr, and Al-rich pyroxenes.

The discriminant chemical composition diagrams suggest an island arc for the rock formation environment, compatible with the volcanic arc ophiolites from the model of Dilek & Furnes (2011). The Passo Feio Complex rocks originated on an island arc formed in a restricted ocean generated in the interior of Bossoroca Arc, with a deposition of carbonates and marls on its border, metamorphosed after the closure of the ocean and intruded by the Caçapava Granite. The Hilário Formation dikes do not have any relationship with the PFMC metabasites.

REFERENCES

- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7(1)**:349-363.
- Babinski M., Chemale Jr. F., Hartmann L.A., Van Schmus W.R., Silva L.C. 1996. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology*, **24(5)**:439–442.
- Bitencourt M.F. 1983. *Geologia, Petrologia e Estrutura dos Metamorfitos da Região de Caçapava do Sul, RS*. MS Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 161 p.
- Bitencourt M.F. & Hartmann L.A. 1984a. Reconhecimento geoquímico dos xistos magnesianos da região do Passo Feio, Caçapava do Sul - RS. In: Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia, **6**:2607-2614.
- Bitencourt M.F. & Hartmann L.A. 1984b. Geoquímica das rochas anfíbolíticas da região de Caçapava do Sul, Parte I: Caracterização geológica e petrográfica, elementos maiores e menores. In: Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia, **9**:4253-4265.
- Chaves C.D.R., Remus M.V.D., Rizzardo R.S. 2010. Metabasitos do Arroio Mudador – Caçapava do Sul/RS. XXII Salão de Iniciação Científica, UFRGS, Porto Alegre.
- Chemale Jr. F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul Rio Grandense. In: Holz M., De Ros L.F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Editora UFRGS, Porto Alegre, p. 13-52.
- de Caritat P., Hutcheon I., Walshe J.L. 1993. Chlorite geothermometry: A review. *Clays & Clay Miner*, **41**:219-239.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. 1992. *An introduction to rock forming minerals*. Harlow: Longman. 696p.

Dilek Y. & Furnes H. 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, **123(3-4)**:387-411.

Dilek Y. & Furnes H. 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, **10**:93-100.

Faleiros F.M., Ferrari V.C., Costa V.S., Campanha G.A.C. Geoquímica e petrogênese de metabasitos do Grupo Votuverava (Terreno Apiaí, Cinturão Ribeira Meridional): Evidências de uma bacia retroarco Calimiana. *Geologia USP, Série Científica*, **11(2)**:135-155

Floyd P.A., Göncüoğlu M.C., Winchester J.A., Yaliniz M.K. 2000. Geochemical character and tectonic environment of Neotethyan ophiolitic fragments and metabasites in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, **173**:183-202.

Floyd P.A. & Winchester J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, **27**:211-218.

Fragoso Cesar A.R.S. 1991. *Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 362 p.

Franz G. & Liebscher A. 2004. Physical and chemical properties of the epidote minerals – An introduction. In: Liebscher A. & Franz G. (eds.). Epidotes. *Mineralogical Society of America*, p. 1-81.

Goulart R., Remus M.V.D., Reis R.S. 2013. Composição isotópica de Sr, C e O e geoquímica de ETRs das rochas carbonáticas do Bloco São Gabriel, Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, **40(1)**:75-97.

Grapes R.H. & Hoskin P.W.O. 2004. Epidote group minerals in low–medium pressure metamorphic terranes. In: Liebscher A. & Franz G. (eds.). Epidotes. *Mineralogical Society of America*, p. 301-345.

Gubert M.L., Philipp R.P., Basei M.A.S. 2016. The Bossoroca Complex, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: U-Pb geochronology and tectonic implications for the neoproterozoic São Gabriel Arc. *Journal of South American Earth Sciences*, **70**:1-17.

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

Hartmann L.A., Remus M.V.D. 2000. Origem e evolução das rochas ultramáficas do Rio Grande do Sul desde o Arqueano até o Cambriano. In: Holz M., De Ros L.F. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, p. 53–78.

Jost H. & Hartmann L.A. 1984. Província Mantiqueira – Setor Meridional. In: Almeida F.F. & Hasui Y. (coord.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo.

Jost H. 1966. Complexos básico-ultrabásicos do Alto Rio Vacacaí, São Gabriel, Rio Grande do Sul. Boletim da Escola de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, **1(2)**:55-61.

Jowett E.C. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer: GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Program with Abstracts 16, A62.

Le Bas M.J. 1962. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, **260**:267-288.

Le Bas M.J., Lemaitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology*, **27(3)**:745-750.

Leake B.E. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, **35**:219-246.

Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M. 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, **59**:139-154.

Lopes C.G., Pimentel M.M., Philipp R.P., Gruber L., Armstrong R., Junges S. 2015. Provenance of the Passo Feio complex, Dom Feliciano Belt: Implications for the age of supracrustal rocks of the Sao Gabriel Arc, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **58**:9-17.

Macedo P.M., Beckel J., Santos E.L., Chaban N., Gonzales Filho F. 1978. Ocorrência de “pillow-lavas” no Arroio Mudador município de Caçapava do Sul - RS. In: Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Recife, **3**:1269-1278.

Machado N., Koppe J.C., Hartmann L.A. 1990. A Late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **3(2/3)**:87-90.

Maniesi V. & Oliveira M.A.F. 2000. Petrogênese dos metabasitos com afinidades dos toleítos de fundo oceânico das regiões de Adrianópolis e Campo Largo/PR. *Revista Brasileira de Geociências*, **30(4)**:607-614.

Martinez F. & Taylor B. 2006. Modes of crustal accretion in back-arc basins: Inferences from the Lau Basin. In: Christie D.M., Fisher C.R., Lee S.M., Givens S. (eds.). Back-Arc

Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions. *American Geophysical Union*, Washington, D. C., 303 p.

Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, **56**:207–218.

Morimoto N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, **39**:55-76.

Morris P.A. 1988. Petrogenesis of Fore-arc Metabasites from the Paleozoic of New England, Eastern Australia. *Mineralogy and Petrology*, **38**:1-16.

Mullen E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**:53-62.

Pearce J.A. & Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**:290-300.

Pearce J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.). *Andesites*. Wiley, Chichester, England. p. 525-548.

Pearce J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (Ed.). *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. J. Wiley and sons, Chichester, p. 525–548.

Remus M.V.D., Hartmann L.A., Formoso M.L.L., 1993. Os padrões de Elementos Terras Raras (ETR) e a afinidade geoquímica komatiítica dos xistos magnesianos e rochas associadas do Complexo Cambaizinho, São Gabriel/RS. *Revista Brasileira de Geociências*, **23(4)**:370–387.

Remus M.V.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R. 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**:191–216.

Remus M.V.D., Hartmann L.A., Ribeiro M. 1991. Nota sobre a geologia dos metamorfitos de pressão intermediária e granitoides associados da região de Pinheiro Machado, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, **34**:175-189.

Remus M.V.D., McNaughton N.J., Hartmann L.A., Koppe J.C., Fletcher I.R., Groves D.I., Pinto V.M. 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences*, **12**:349–366.

Ribeiro M. 1970. Geologia da Folha Bom Jardim: Rio Grande do Sul – Brasil. In: Boletim: Divisão de Geologia e Mineralogia, Brasília, **247**: 1-142.

Ribeiro M. Bocchi P.R., Figueiredo F.P.M., Tessari R.I. 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS. DNPM/DFPM, Rio de Janeiro, 232 p.

Saalmann K., Gerdes A., Laheye Y., Hartmann L.A., Remus M.V.D., Läufer A. 2010. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, **100**:355-378.

Saalmann K., Hartmann L.A., Remus M.V.D., Koester E., Conceição R.V. 2005. Sm–Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the Sao Gabriel Block, southernmost Brazil: Evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. *Precambrian Research*, **136**:159-175.

Saalmann K., Remus M.V.D., Hartmann L.A. 2006. Tectonic evolution of the Neoproterozoic São Gabriel Block, southern Brazil — constraints on Brasiliano orogenic evolution of the Rio de la Plata cratonic margin. *Journal of South American Earth Sciences*, **21**:204–227.

Shervais J.W. 1982, Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, **59**:101–118.

Soliani Jr. E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 425 p.

Szubert C.E. et al. 1977. Projeto Cobre nos corpos básico-ultrabásicos e efusivas do Rio Grande do Sul. Relatório Final, 2ª fase convênio CPRM-DNPM, Porto Alegre, 113 p.

Tindle A. 2010. Chlorite formula unit calculator and variety namer. Available in: http://www.open.ac.uk/earth-research/tindle/AGT/AGT_Home_2010/Microprobe-2.html. Accessed in 20 feb 2018.

Toniolo J.A., Gil C.A.A., Sander A. 2007. Metalogenia das Bacias Neoproterozóicas-Eopaleozóicas do Sul do Brasil: Bacia do Camaquã. CPRM, Porto Alegre, 154 p.

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

Winchester J.A. & Floyd P.A. 1976. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **28**:459-469.

Winter J.D. 2014. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Pearson Education Limited, 702p.

Wood D.A., Joron J-L., Treuil M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, **45**:326-336.

Xu D., Xia B., Bakun-Czubarow N., Bachlinski R., Li P., Chen G., Chen T. 2008. Geochemistry and Sr-Nd isotope systematic of metabasites in the Tunchang area, Hainan Island, South China: implications for petrogenesis and tectonic setting. *Mineralogy and Petrology*, **92**:361-391.

Zane A. & Weiss Z. 1998. A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Lincei Scienze Fisiche e Naturali Serie*, **9**:51-56.

ANEXOS

ANEXO 1: Resultado das análises químicas de rocha total (óxidos em porcentagem de peso) dos elementos maiores e menores.

Amostra	SiO2	Al2O3	TiO2	FeO(t)	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	P.F.	Total
VPF1-1	60,97	17,72	0,41	4,91	0,08	2,63	5,97	2,6	1,56	0,21	1,99	99,05
VPF1-2	57,68	16,11	0,77	8,54	0,14	5,1	4,58	2,93	0,9	0,1	2,38	99,23
VPF1-3	44,49	13,22	1,49	11,75	0,2	13,05	8,94	1,04	1,08	0,22	3,6	99,1
VPF1-4	42,79	11,29	1,43	13,52	0,24	14,99	10,25	0,57	0,56	0,22	3,59	99,44
PI-2014	47,58	14,5	0,79	11,43	0,2	9,7	11,04	0,52	1,71	0,14	3,08	100,67
VPF4-1	48,21	13,09	1,17	14,23	0,23	7,86	9,27	2,36	1,09	0,06	1,26	98,85
MMR-01	52,74	13,52	0,87	10,61	0,17	6,6	9,08	1,24	0,93	0,07	3,35	99,18
MMR-02	52,46	14,5	0,82	10,61	0,18	6,16	9,53	1,69	0,66	0,07	3,14	99,82
MMR-03	52,38	13,31	0,81	10,87	0,18	6,11	9,7	1,11	0,61	0,07	3,7	98,85
MMR-04	65,95	11,85	0,32	3,81	0,05	0,99	13,86	0	0,24	0,07	3,52	100,66
MMR-05	49,14	13,61	0,77	11,04	0,18	7,85	11,77	1,08	0,29	0,72	4,2	100,65
MMR-06	47,94	14,75	1	11,98	0,13	7,61	10,13	0,19	0	0,07	6,86	100,66
MMR-07	48,95	13,39	1,5	13,92	0,21	5,91	9,89	0,87	0,33	0,11	4,1	99,18
MMR-08	49,32	13,37	1,44	14,6	0,21	5,51	9,74	0,93	0,29	0,1	4,3	99,81
MMR-09	49,88	13,17	1,41	13,85	0,21	5,69	10,68	0,71	0,1	0,1	4,13	99,93
MMR-10	45,15	14,12	0,73	11,51	0,21	6,09	8,74	1,84	0,27	0,06	12,15	100,87
MMR-12	48,57	13,89	0,83	11,12	0,18	7,3	11,45	1,41	0,26	0,06	4,38	99,45
MMR-13	48,31	13,85	0,83	11,18	0,18	7,34	11,52	1,43	0,25	0,06	4,38	99,33
MMR-14	48,57	14,7	0,88	11,3	0,2	7,62	10,53	2,57	0,34	0,09	2,9	99,7
MMR-15	48,54	15,04	1,22	12,48	0,2	7,08	8,11	3,14	0,92	0,19	2,8	99,72
MMR-16	47,68	14,23	1,16	12,67	0,18	7,89	10,5	2,09	0,37	0,11	2,8	99,68
MMR-17	46,57	15,38	0,84	11,42	0,21	7,54	10,77	2,69	0,39	0,09	3,8	99,7
MMR-18	49,93	14,27	0,87	11,36	0,17	7,86	10,46	1,67	0,77	0,1	2,2	99,66
MB1	46,55	13,35	1,71	14,78	0,2	5,74	11,17	0,61	0,18	0,14	4,22	98,65
MB2	48,1	13,55	1,13	12,94	0,21	8,17	10,57	2,1	0,23	0,11	1,48	98,59
MB3	48,85	12,71	1,43	14,71	0,26	7,1	9,82	2,38	0,22	0,13	0,73	98,34
MB4	49,35	12,16	1,39	14,16	0,22	6,58	11,18	2,18	0,23	0,14	0,76	98,35
MB5	49,18	12,7	1,43	14,4	0,22	6,4	10,43	2,29	0,26	0,14	0,72	98,17
MB7	46,27	15,07	0,86	9,81	0,15	6,64	17,04	0,18	0,15	0,1	2,32	98,59

MB8	50,34	14,16	0,91	9,96	0,16	7,32	11,53	1,69	0,18	0,11	1,93	98,29
MB9	48,93	12,14	0,95	12,51	0,24	9,22	11,7	1,41	0,32	0,09	1,78	99,29
MB10	42,84	13,96	1,34	15,57	0,38	7,98	14,59	0,76	0,26	0,14	1,78	99,6
MB15	49,94	12,48	1,42	14,01	0,24	5,98	9,31	2,81	0,19	0,12	1,56	98,06
MB16	57,82	19,89	1,29	7,29	0,11	1,94	0,33	3,61	4,17	0,05	2,66	99,16
MB17	53,67	12,95	1,37	11,78	0,22	4,07	12,76	0,63	0,18	0,09	2,4	100,12
MB23	51,77	15,24	1,02	10,74	0,17	6,32	10,23	1,99	0,39	0,08	1,98	99,93
MB24	53,03	13,74	0,85	9,39	0,14	7,08	12,7	0,49	0,24	0,06	2,11	99,83
MB25	49,78	13,42	1,72	14,07	0,21	6,26	11,1	0,98	0,22	0,11	1,98	99,85
MB27	51,89	14,18	0,98	9,84	0,15	7,37	12,41	0,42	0,15	0,06	2,64	100,09
MB28	49,26	15,96	0,78	9,05	0,14	5,57	16,89	0,03	0,18	0,06	2,28	100,2

ANEXO 2: Resultado das análises químicas de rocha total (ppm) dos elementos traço. N.a.: não analisado.

Sample	Ba	Ce	Co	Cs	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Nb	Nd
VPF1-1	461,5	n.a.	22,5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	12,4	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	6,6	n.a.
VPF1-2	337,3	n.a.	50	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	18,9	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	4,2	n.a.
VPF1-3	233,3	n.a.	79,9	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	15,7	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	13,7	n.a.
VPF1-4	114,1	n.a.	92,5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	15,8	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	18	n.a.
PI-2014	405,9	n.a.	61,4	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	13,6	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	4,1	n.a.
VPF4-1	92,5	n.a.	94,9	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	13,8	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	2,1	n.a.
MMR-02	252	29,8	47,4	0,7	3,32	1,93	1,06	17,9	3,43	3	0,7	14,3	0,29	4,5	17,4
MMR-05	106	15,4	50,1	0,5	2,88	1,6	0,82	15,1	2,68	2,2	0,57	7,5	0,23	4,1	10,3
MMR-08	293	18,6	50,5	0,9	4,54	2,58	1,25	21,4	4,48	3,1	0,96	8,1	0,35	4,2	13,2
MMR-10	598	27	41,8	0,5	4,63	2,69	1,21	16,4	4,79	2	0,94	20,2	0,36	3,9	18,5
MMR-13	151	17,2	53	0,4	3,34	1,79	0,94	17,2	2,87	1,9	0,66	8,2	0,24	4,8	10,5
MMR-14	551	18,8	50,2	0,5	3,06	1,7	0,87	16,1	2,84	2,2	0,59	8,9	0,25	4,5	9
MMR-15	995	40	52,5	0,5	3,66	2,07	1,44	18,9	4,03	3,2	0,72	19,6	0,31	9,4	18,9
MMR-16	172	19	54	0,4	3,27	1,95	0,98	19,4	3,2	2,1	0,68	8,9	0,28	4,9	11,2
MMR-17	215	18,6	53,2	0,2	3,15	1,95	0,9	16,3	3,04	2,2	0,65	9,2	0,28	7	10
MMR-18	219	21,5	51,2	0,6	2,91	1,72	0,85	16,7	2,95	2,4	0,6	10	0,23	4,8	10,7
MB2	38	6,3	56,9	0,2	4,38	3,06	0,96	18,4	3,39	1,7	0,93	2,4	0,41	0,9	6,9
MB5	102	9	55,5	0,1	5,67	3,51	1,26	20,7	4,43	2,6	1,16	3,2	0,56	1,6	8,8
MB8	94	25	47,4	<0.1	3,81	2,03	0,96	17,9	3,35	2,5	0,69	11,7	0,28	4,4	14,4

MB9	95	5,8	64,3	0,3	4,04	2,49	0,9	15	3,21	1,6	0,79	2,1	0,36	0,8	6,2
MB15	85	8,4	55,8	0,1	5,39	3,68	1,16	19,4	4,34	2,2	1,11	3	0,49	1,6	7,7
MB23	105	19,2	38,4	0,4	3,49	2,14	0,90	18,8	3,31	2,4	0,73	8,2	0,30	5,2	11,0
MB24	137	22,4	42,2	0,2	3,06	1,83	0,87	18,4	3,10	2,2	0,65	10,5	0,26	4,2	12,8
MB25	74	19,9	49,0	0,4	4,91	2,77	1,24	19,7	4,53	2,8	0,98	8,5	0,40	4,4	13,5
MB27	198	22,9	44,8	0,1	3,10	1,82	0,92	18,0	3,08	2,3	0,61	10,7	0,26	4,3	12,4
MB28	51	29,6	54,9	0,5	3,03	1,67	0,94	23,8	3,18	2,0	0,57	15,0	0,23	4,1	14,6

Sample	Pr	Rb	Sm	Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	V	Y	Yb	Zr	Pb	Cr
VPF1-1	n.a.	30	n.a.	400,9	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	8,8	n.a.	85,4	2,3	2,3
VPF1-2	n.a.	24,2	n.a.	422,1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	25,3	n.a.	95,8	1,9	169,1
VPF1-3	n.a.	n.d.	n.a.	263,3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	30,6	n.a.	78	2,3	1247,7
VPF1-4	n.a.	n.d.	n.a.	298,2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	24,8	n.a.	66,3	6,9	1450,7
PI-2014	n.a.	n.a.	65,7	n.a.	128,3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	29,8	n.a.	27,6	1,6
VPF4-1	n.a.	107,3	n.a.	176,9	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	53,9	n.a.	37,9	5	168,4
MMR-02	3,72	25,6	3,38	229,6	0,3	0,62	2,5	0,29	0,4	278	20,1	1,82	89,7	n.a.	n.a.
MMR-05	2,06	9,7	2,19	157,6	0,2	0,49	1,3	0,22	0,3	280	15,8	1,55	59,2	n.a.	n.a.
MMR-08	2,71	12,9	3,56	182,1	0,2	0,79	1,2	0,42	0,2	390	25,7	2,42	92,5	n.a.	n.a.
MMR-10	4,86	12,7	4,16	58,5	0,2	0,8	2,6	0,41	0,5	258	28,1	2,41	70,7	n.a.	n.a.
MMR-13	2,24	9,3	2,5	184,8	0,3	0,52	2,6	0,28	2,1	284	16,9	1,74	69,8	n.a.	n.a.
MMR-14	2,36	8,4	2,58	130,5	0,3	0,5	1,5	0,26	0,3	255	16,2	1,63	72,8	n.a.	205,2
MMR-15	4,82	19,8	4,14	263,4	0,5	0,67	2,1	0,28	0,3	263	19,8	1,89	123,5	n.a.	294,2
MMR-16	2,53	10,3	2,86	269,2	0,2	0,55	1,4	0,29	0,3	290	18,1	1,8	81,6	n.a.	266,8
MMR-17	2,35	10,1	2,49	243,6	0,4	0,54	1,1	0,29	0,3	258	17,8	1,78	77,5	n.a.	314,7
MMR-18	2,66	22,3	2,65	193,7	0,3	0,48	2	0,24	0,3	265	15,3	1,61	73	n.a.	444,7
MB2	1,22	3,9	2,25	186,2	<0.1	0,66	0,3	0,42	<0.1	357	25,4	2,68	51,1	n.a.	n.a.
MB5	1,6	4,1	3,12	92,7	0,1	0,88	0,4	0,56	0,1	441	34,3	3,44	71,1	n.a.	n.a.
MB8	3,36	2,1	3,18	202,3	0,3	0,61	3	0,31	0,5	284	20,3	1,94	85,3	n.a.	n.a.
MB9	1,06	9,4	2,26	168,2	<0.1	0,62	0,5	0,41	0,1	359	23,9	2,39	45,1	n.a.	n.a.
MB15	1,5	3,7	2,97	84,9	0,1	0,83	<0.2	0,55	0,1	428	31,8	3,35	66,9	n.a.	n.a.
MB23	2,55	8,0	2,77	157,8	0,3	0,60	2,6	0,32	0,5	298	19,9	1,93	93,8	n.a.	n.a.
MB24	2,91	10,2	2,77	313,5	0,3	0,53	2,1	0,27	0,4	263	17,3	1,66	77,9	n.a.	n.a.
MB25	2,77	7,0	3,67	262,4	0,3	0,82	1,4	0,41	0,4	417	27,3	2,67	99,5	n.a.	n.a.
MB27	2,92	2,1	2,86	270,5	0,2	0,52	2,4	0,26	0,5	272	16,5	1,70	81,7	n.a.	n.a.

MB28	3,51	9,4	3,05	67,6	0,2	0,52	2,0	0,25	0,4	251	15,6	1,55	75,3	n.a.	n.a.
-------------	------	-----	------	------	-----	------	-----	------	-----	-----	------	------	------	------	------

ANEXO 3: Resultado das análises de microsonda eletrônica (óxidos em porcentagem de peso) dos anfibólios. n.a.: não analisado.

Ponto	Na2O	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	Cr2O3	FeO	MnO	NiO	Y2O3	MgO	V2O3	F	Total
V13-A2-1-1	2,34	43,69	12,41	1,25	11,13	3,37	0,00	12,21	0,26	0,00	0,00	10,23	0,06	0,00	96,96
V13-A2-1-2	1,48	44,69	11,97	0,08	7,84	0,11	0,02	12,29	0,24	0,01	0,00	17,04	0,05	0,00	95,81
V13-A2-2-1	0,29	48,08	6,11	0,00	22,70	1,39	0,63	6,55	0,14	0,04	0,00	13,93	0,09	0,00	99,96
V13-A2-3-1	2,59	41,54	11,25	0,56	10,36	3,14	0,00	18,10	0,48	0,00	0,00	9,58	0,03	0,00	97,62
V13-A2-3-2	0,67	48,32	5,07	0,09	12,24	0,15	0,01	10,38	0,28	0,10	0,03	15,02	0,02	0,00	92,37
V13-A2-4-1	2,37	40,12	12,64	0,61	11,34	3,67	0,00	14,75	0,27	0,01	0,00	11,42	0,02	0,00	97,22
V13-A2-5-1	1,05	49,89	5,61	0,03	12,05	0,36	0,09	10,97	0,31	0,02	0,00	15,51	0,04	0,00	95,96
V13-A2-6-1	2,73	41,26	11,54	0,47	11,20	3,95	0,00	13,21	0,21	0,00	0,01	12,80	0,12	0,00	97,52
V13-A2-6-2	0,25	52,45	1,31	0,05	5,04	0,49	0,00	22,88	0,73	0,00	0,00	14,04	0,02	0,00	97,27
V13-A2-7-1	2,56	39,95	13,24	0,60	11,22	4,29	0,01	13,09	0,25	0,00	0,04	12,19	0,11	0,00	97,56
V13-A2-7-2	1,18	49,50	6,24	0,07	12,05	0,29	0,01	11,74	0,30	0,00	0,00	15,45	0,08	0,00	96,89
V13-B2-1-1	0,94	50,71	5,11	0,06	11,91	0,47	0,03	12,26	0,34	0,04	0,00	15,00	0,05	0,00	96,92
V13-B2-1-2	0,52	49,25	4,77	0,08	14,65	0,31	0,04	11,12	0,40	0,06	0,00	14,96	0,08	0,00	96,25
V13-B2-2-1	1,16	49,51	6,37	0,07	11,77	0,55	0,00	13,56	0,31	0,03	0,00	13,78	0,07	0,00	97,19
V13-B2-2-2	2,60	39,40	13,01	0,61	11,42	4,58	0,02	16,49	0,30	0,00	0,00	9,99	0,10	0,00	98,53
V13-B2-2-3	1,84	49,38	7,77	0,28	11,41	1,40	0,00	12,53	0,29	0,01	0,01	13,47	0,07	0,00	98,45
V13-B2-5-1	0,58	53,56	2,97	0,04	12,39	0,20	0,04	9,99	0,29	0,06	0,00	17,86	0,02	0,00	98,01
V13-B2-5-2	0,43	54,44	2,53	0,02	12,73	0,11	0,03	9,27	0,28	0,04	0,00	17,87	0,04	0,00	97,77
V13-B2-6-1	2,74	40,45	14,22	0,61	11,38	2,49	0,01	12,29	0,22	0,04	0,00	12,97	0,02	0,00	97,44
V13-B2-6-2	2,31	43,80	11,89	0,55	11,59	1,17	0,02	12,28	0,24	0,00	0,00	13,94	0,04	0,00	97,84
V13-B2-7-1	2,59	40,24	13,57	0,89	10,82	3,69	0,03	15,21	0,31	0,00	0,00	9,72	0,07	0,00	97,13
V13-B2-7-2	0,27	39,61	11,62	0,08	5,70	0,10	0,10	14,18	0,22	0,06	0,03	19,70	0,05	0,00	91,71
V13-G2-2-1	0,46	54,29	2,59	0,02	12,89	0,03	0,07	8,17	0,23	0,09	0,00	18,48	0,02	0,00	97,35
V13-G2-2-2	0,32	51,37	1,95	0,12	7,17	0,68	0,00	21,79	0,59	0,00	0,00	12,51	0,00	0,00	96,50
V13-G2-2-3	0,11	56,92	0,60	0,01	13,09	0,03	0,02	6,86	0,15	0,18	0,00	20,18	0,00	0,00	98,17
V13-G2-3-1	2,77	40,08	12,54	0,52	11,18	4,20	0,00	14,53	0,31	0,02	0,03	11,65	0,08	0,00	97,92
V13-G2-3-2	0,53	53,21	3,36	0,06	12,49	0,16	0,01	10,34	0,26	0,02	0,00	17,04	0,06	0,00	97,54
V13-G2-6-1	2,57	40,48	12,43	0,66	11,11	3,51	0,01	15,21	0,32	0,00	0,00	11,08	0,02	0,00	97,40
V13-G2-6-2	2,65	41,72	10,18	0,61	10,34	3,34	0,00	18,35	0,54	0,02	0,01	9,86	0,11	0,00	97,73
V13-D2-1-1	2,61	43,18	11,15	0,49	11,28	3,07	0,01	15,30	0,33	0,02	0,02	12,38	0,06	0,00	99,88
V13-D2-1-2	1,32	49,35	7,30	0,05	11,90	0,44	0,00	13,18	0,34	0,00	0,05	14,78	0,04	0,00	98,75
V13-D2-2-1	1,84	42,82	9,23	0,51	12,88	2,90	0,02	15,56	0,39	0,00	0,00	10,66	0,10	0,00	96,91
V13-D2-2-2	2,76	41,44	12,22	0,57	11,22	3,28	0,01	14,89	0,22	0,01	0,01	11,38	0,10	0,00	98,11

Ponto	Na2O	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	Cr2O3	FeO	MnO	NiO	Y2O3	MgO	V2O3	F	Total
V13-D2-3-1	1,34	42,60	13,39	0,32	13,62	1,70	0,00	10,58	0,21	0,01	0,02	9,64	0,11	0,00	93,53
V13-D2-4-1	0,25	49,42	4,51	0,00	22,03	1,14	0,10	7,23	0,19	0,05	0,01	14,47	0,09	0,00	99,51
V13-D2-5-1	2,64	40,98	12,34	0,59	11,19	3,58	0,01	16,09	0,33	0,04	0,00	10,54	0,09	0,00	98,40
V13-D2-5-2	1,91	40,65	11,34	0,52	11,55	3,37	0,02	13,66	0,24	0,04	0,00	11,85	0,07	0,00	95,21
V13-D2-5-3	2,58	39,68	13,27	0,57	11,34	4,51	0,02	13,03	0,18	0,00	0,00	12,23	0,07	0,00	97,46
V13-D2-6-1	0,57	53,02	4,64	0,03	11,47	0,16	0,03	10,18	0,26	0,00	0,03	18,22	0,03	0,00	98,63
V13-D2-6-2	2,63	38,59	13,60	0,60	11,31	4,58	0,02	13,15	0,23	0,00	0,01	11,74	0,08	0,00	96,55
V41-A2-1-1	1,54	39,99	14,97	0,41	11,73	0,45	0,01	19,64	0,32	0,03	0,02	7,10	0,10	0,00	96,31
V41-A2-1-2	1,37	42,04	13,45	0,43	11,65	0,34	0,01	19,25	0,32	0,04	0,00	8,10	0,07	0,00	97,08
V41-A2-2-1	0,51	50,17	5,02	0,19	12,38	0,15	0,00	15,26	0,28	0,02	0,00	13,20	0,03	0,00	97,22
V41-A2-2-2	1,84	43,71	13,80	0,34	11,55	0,24	0,02	17,82	0,25	0,02	0,00	7,66	0,04	0,00	97,29
V41-A2-3-1	0,26	52,37	2,82	0,12	12,20	0,04	0,00	15,71	0,24	0,08	0,02	13,76	0,04	0,00	97,65
V41-A2-3-2	0,38	51,69	3,80	0,13	12,21	0,11	0,00	14,43	0,30	0,03	0,00	14,26	0,07	0,00	97,41
V41-A2-3-3	1,27	42,66	12,86	0,34	11,84	0,37	0,01	18,99	0,29	0,00	0,00	8,39	0,12	0,00	97,14
V41-A2-4-1	1,35	43,06	12,70	0,34	11,83	0,39	0,00	18,71	0,23	0,00	0,04	8,42	0,08	0,00	97,17
V41-B2-2-1	1,32	41,96	13,61	0,41	11,79	0,44	0,06	19,90	0,32	0,02	0,01	7,65	0,08	0,00	97,57
V41-B2-2-2	0,18	53,39	2,04	0,04	12,45	0,06	0,03	14,42	0,32	0,06	0,00	14,76	0,11	0,00	97,86
V41-B2-2-3	0,02	37,68	24,60	0,00	23,55	0,10	0,00	10,35	0,09	0,00	0,00	0,02	0,08	0,09	96,58
V41-B2-3-1	0,45	51,23	4,16	0,14	12,27	0,13	0,01	15,34	0,28	0,00	0,00	13,53	0,07	0,00	97,61
V41-B2-3-2	4,00	50,11	16,19	0,24	8,97	0,18	0,00	12,59	0,15	0,00	0,00	5,70	0,05	0,00	98,18
V41-B2-3-3	0,41	51,12	4,00	0,13	12,49	0,59	0,01	14,89	0,33	0,03	0,00	13,51	0,06	0,00	97,57
V41-B2-3-4	0,75	48,41	6,61	0,22	12,08	0,15	0,00	16,92	0,28	0,00	0,00	11,85	0,06	0,00	97,33
V41-B2-5-1	1,19	43,01	12,55	0,33	11,77	0,35	0,02	19,01	0,34	0,04	0,02	8,22	0,15	0,00	96,99
V41-B2-5-2	1,21	44,08	11,53	0,31	11,89	0,30	0,00	18,79	0,27	0,02	0,01	9,44	0,09	0,00	97,94
V41-B2-5-3	5,98	54,95	18,68	0,17	8,47	0,15	0,02	7,86	0,14	0,00	0,00	3,05	0,03	0,00	99,50
V41-C2-2-1	1,23	43,10	12,60	0,40	11,71	0,26	0,00	19,43	0,29	0,01	0,01	8,70	0,07	0,00	97,80
V41-C2-2-2	0,12	53,48	1,89	0,10	12,58	0,04	0,00	14,20	0,30	0,00	0,00	14,74	0,05	0,00	97,52
V41-C2-5-1	5,28	51,40	18,78	0,45	8,89	0,13	0,01	9,46	0,12	0,00	0,00	3,67	0,02	0,00	98,22
V41-C2-5-2	0,69	47,66	7,19	0,22	12,09	0,08	0,01	16,99	0,29	0,01	0,00	11,48	0,06	0,00	96,78
V41-C2-6-1	0,41	50,75	4,44	0,15	12,33	0,07	0,02	15,97	0,25	0,00	0,00	13,28	0,03	0,00	97,69
V41-C2-6-2	0,22	51,88	3,22	0,12	12,50	0,06	0,01	16,46	0,29	0,03	0,01	12,68	0,07	0,00	97,54
V41-C2-6-3	1,36	42,98	12,53	0,33	11,53	0,31	0,00	19,14	0,28	0,00	0,01	8,39	0,07	0,00	96,94
V41-E2-3-1	1,41	41,28	13,83	0,39	11,68	0,45	0,14	19,54	0,29	0,06	0,03	7,79	0,05	0,00	96,94
V41-E2-3-2	0,38	50,51	4,27	0,18	12,33	0,09	0,19	15,48	0,26	0,01	0,00	13,07	0,03	0,00	96,78
V41-E2-3-3	0,65	48,03	6,82	0,21	12,09	0,18	0,04	16,37	0,27	0,07	0,00	12,27	0,02	0,00	97,02
V41-E2-3-4	1,35	42,02	13,25	0,36	11,54	0,31	0,00	18,95	0,35	0,00	0,00	8,25	0,06	0,00	96,45
V41-E2-3-5	0,36	50,88	4,21	0,18	12,45	0,06	0,28	15,21	0,23	0,02	0,01	13,30	0,11	0,00	97,29
V41-E2-3-6	1,16	43,38	11,83	0,37	11,89	0,42	0,00	18,92	0,29	0,04	0,02	8,86	0,06	0,00	97,23

Ponto	Na2O	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	Cr2O3	FeO	MnO	NiO	Y2O3	MgO	V2O3	F	Total
P14-A2-1-1	2,30	39,53	14,38	0,50	11,15	2,12	0,01	15,10	0,28	0,00	0,00	11,57	0,05	0,00	96,99
P14-A2-1-2	2,14	40,72	13,88	0,48	10,96	2,14	0,04	14,24	0,22	0,00	0,02	11,53	0,06	0,00	96,43
P14-A2-2-1	0,31	51,09	3,60	0,06	12,21	0,31	0,10	15,35	0,36	0,00	0,00	13,57	0,07	0,00	97,03
P14-A2-2-2	0,48	49,86	4,68	0,08	11,84	0,22	0,00	16,06	0,32	0,00	0,00	12,50	0,03	0,00	96,08
P14-A2-3-1	0,39	51,36	3,24	0,03	11,34	0,18	0,42	13,23	0,37	0,02	0,02	15,51	0,03	0,00	96,16
P14-A2-3-2	0,30	52,23	3,40	0,10	12,88	0,35	0,25	12,28	0,20	0,01	0,00	15,23	0,05	0,00	97,26
P14-A2-6-1	0,34	52,40	3,50	0,02	12,03	0,17	0,20	14,31	0,20	0,00	0,00	14,40	0,08	0,00	97,65
P14-A2-6-2	0,35	54,93	2,37	0,04	11,59	0,24	0,00	12,68	0,35	0,00	0,00	15,08	0,09	0,00	97,72
P14-A2-6-3	0,33	54,24	3,05	0,04	11,72	0,22	0,27	12,13	0,31	0,02	0,00	14,86	0,04	0,00	97,22
P14-B2-1-1	0,26	52,08	3,36	0,06	12,58	0,17	0,09	13,34	0,23	0,09	0,00	14,75	0,16	0,00	97,17
P14-B2-1-2	0,22	56,97	1,85	0,02	11,11	0,34	0,01	11,17	0,29	0,00	0,02	14,86	0,06	0,00	96,94
P14-B2-1-3	0,25	51,53	3,09	0,07	12,34	0,08	0,01	14,27	0,26	0,00	0,00	14,34	0,06	0,00	96,31
P14-B2-3-1	0,43	49,70	4,59	0,14	11,91	0,34	0,41	13,70	0,32	0,00	0,02	14,40	0,11	0,00	96,09
P14-B2-3-2	0,43	49,34	5,35	0,12	12,36	0,45	0,00	15,46	0,30	0,00	0,01	12,73	0,11	0,00	96,67
P14-C2-4-1	0,43	51,50	3,87	0,08	12,44	0,51	0,01	13,28	0,32	0,02	0,00	14,59	0,03	0,00	97,08
P14-C2-4-2	0,24	52,68	2,06	0,04	13,04	0,33	0,01	12,45	0,30	0,02	0,00	15,55	0,09	0,00	96,81
P14-D2-2-1	0,24	51,88	2,88	0,04	11,85	0,23	0,00	15,45	0,43	0,00	0,03	14,01	0,00	0,00	97,04
P14-D2-2-2	0,39	52,19	3,16	0,05	11,69	0,35	0,09	12,81	0,26	0,00	0,00	15,37	0,05	0,00	96,40
P14-D2-3-1	0,16	52,98	1,53	0,00	22,40	0,15	0,65	4,17	0,14	0,02	0,01	17,68	0,02	0,00	99,92
P14-D2-3-2	0,36	52,83	2,43	0,08	13,95	0,14	0,01	13,40	0,49	0,00	0,00	14,00	0,11	0,00	97,80
P14-G2-1-1	0,55	50,49	5,04	0,12	12,37	0,22	0,23	13,44	0,26	0,00	0,00	14,09	0,08	0,00	96,88
P14-G2-1-2	0,26	52,43	2,42	0,04	12,47	0,52	0,00	13,01	0,27	0,03	0,00	15,78	0,05	0,00	97,29
P14-G2-4-1	0,80	43,54	7,85	0,46	9,52	3,21	0,01	20,48	0,56	0,00	0,08	9,62	0,00	0,00	96,14
P14-G2-4-2	0,65	44,14	7,57	0,44	9,28	2,75	0,00	21,93	0,46	0,00	0,06	9,57	0,01	0,00	96,85
P14-G2-4-3	0,39	51,28	2,55	0,07	10,82	0,36	0,00	17,75	0,62	0,01	0,00	12,89	0,06	0,00	96,80
MB-4A-1/ANF1/1	1,53	44,49	11,38	0,27	11,74	0,13	0,00	20,77	0,33	n.a.	n.a.	7,49	n.a.	n.a.	98,14
MB-4A-1/ANF1/2	0,20	53,70	1,08	0,06	12,30	0,01	0,00	19,69	0,29	n.a.	n.a.	11,27	n.a.	n.a.	98,59
MB-4A-1/ANF1/3	0,20	54,59	0,45	0,05	12,54	0,00	0,02	18,37	0,25	n.a.	n.a.	12,35	n.a.	n.a.	98,81
MB-4A-1/ANF1/4	1,01	45,15	10,35	0,26	11,61	0,28	0,00	21,22	0,31	n.a.	n.a.	7,92	n.a.	n.a.	98,12
MB-4A-4/ANF1	0,23	54,45	1,08	0,07	12,30	0,00	0,00	18,42	0,32	n.a.	n.a.	12,26	n.a.	n.a.	99,14
MB-4A-4/ANF2	0,36	54,42	1,36	0,06	11,95	0,01	0,00	17,17	0,34	n.a.	n.a.	13,24	n.a.	n.a.	98,89
MB-4A-4/ANF3	0,49	54,63	1,49	0,07	12,05	0,01	0,00	17,69	0,33	n.a.	n.a.	13,03	n.a.	n.a.	99,80
MB-15A-1/ANF1/1	0,30	50,80	4,32	0,18	11,75	0,07	0,00	19,83	0,29	n.a.	n.a.	10,66	n.a.	n.a.	98,20
MB-15A-1/ANF1/2	2,12	41,59	15,27	0,27	10,86	0,15	0,00	20,47	0,41	n.a.	n.a.	7,11	n.a.	n.a.	98,25
MB-15A-1/ANF1/3	1,68	44,04	13,07	0,36	11,16	0,40	0,02	20,10	0,33	n.a.	n.a.	7,83	n.a.	n.a.	98,98
MB-15A-1/ANF1/4	1,10	43,60	13,18	0,41	11,23	0,31	0,00	20,19	0,29	n.a.	n.a.	7,78	n.a.	n.a.	98,08
MB-15A-2/ANF1	0,40	53,15	1,97	0,12	11,99	0,02	0,00	19,92	0,27	n.a.	n.a.	11,49	n.a.	n.a.	99,33
MB-15A-2/ANF2	0,30	53,22	2,20	0,16	11,85	0,02	0,02	17,94	0,33	n.a.	n.a.	12,78	n.a.	n.a.	98,82

Ponto	Na2O	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	Cr2O3	FeO	MnO	NiO	Y2O3	MgO	V2O3	F	Total
MB-15A-2/ANF/3	0,68	51,34	5,34	0,14	11,93	0,93	0,01	15,80	0,23	n.a.	n.a.	12,72	n.a.	n.a.	99,11
MB-15A-3/ANF/1	0,43	50,94	5,38	0,25	11,87	0,11	0,00	17,60	0,37	n.a.	n.a.	11,73	n.a.	n.a.	98,66
MB-15A-3/ANF/2	0,46	52,15	4,79	0,11	11,75	0,15	0,01	17,44	0,31	n.a.	n.a.	12,36	n.a.	n.a.	99,54
MB-15A-3/ANF/3	0,72	51,07	5,20	0,20	11,71	0,12	0,00	17,90	0,35	n.a.	n.a.	12,04	n.a.	n.a.	99,30
MB-15A-3/ANF/4	0,30	53,58	1,15	0,07	12,56	0,03	0,02	18,84	0,28	n.a.	n.a.	11,10	n.a.	n.a.	97,92

ANEXO 4: Resultado das análises de microsonda eletrônica (óxidos em porcentagem de peso) das cloritas.

Ponto	SiO2	MgO	Al2O3	CaO	TiO2	Cr2O3	MnO	FeO	Total
M13-A2-1-1	27,14	11,92	18,74	0,10	0,01	0,00	0,31	28,71	86,93
M13-A2-1-2	26,49	11,99	18,96	0,08	0,00	0,01	0,28	29,26	87,06
M13-A2-1-3	27,28	12,45	19,13	0,10	0,00	0,00	0,34	28,73	88,03
M13-A2-2-1	27,25	12,66	18,63	0,10	0,00	0,01	0,26	29,20	88,11
M13-A2-2-2	26,68	12,36	19,02	0,06	0,02	0,00	0,26	28,78	87,18
M13-A2-3-1	27,12	12,50	18,95	0,08	0,03	0,00	0,31	28,95	87,94
M13-A2-3-2	26,86	12,40	19,10	0,08	0,03	0,00	0,27	28,68	87,43
M13-B2-1-1	26,95	12,32	18,49	0,16	0,03	0,02	0,28	29,05	87,30
M13-B2-1-2	26,53	12,04	19,00	0,06	0,00	0,02	0,29	28,97	86,91
M13-B2-1-3	25,81	11,46	19,86	0,08	0,02	0,00	0,30	29,32	86,86
M13-B2-2-1	26,45	11,99	18,96	0,10	0,02	0,01	0,27	28,82	86,64
M13-B2-2-2	26,30	11,89	19,18	0,10	0,00	0,01	0,30	28,96	86,74
M13-B2-3-1	26,80	12,13	18,50	0,12	0,03	0,00	0,28	29,36	87,24
M13-D2-1-1	26,82	12,20	18,83	0,10	0,02	0,00	0,29	28,97	87,23
M13-D2-1-2	26,75	12,06	19,09	0,12	0,01	0,00	0,28	27,86	86,19
M13-D2-2-1	26,87	12,16	18,40	0,12	0,00	0,01	0,29	28,01	85,87
M13-D2-2-2	27,18	12,34	18,30	0,12	0,00	0,02	0,24	28,28	86,47
M13-D2-3-1	26,38	11,85	19,47	0,05	0,00	0,03	0,27	28,68	86,73
M13-D2-3-2	26,72	12,02	19,12	0,06	0,03	0,02	0,29	28,48	86,73
M13-E2-2-1	27,03	11,97	19,00	0,11	0,02	0,03	0,30	28,70	87,17
M13-E2-2-2	26,95	11,94	18,50	0,10	0,03	0,02	0,33	28,74	86,61
M13-E2-2-3	27,46	12,57	18,73	0,12	0,00	0,01	0,30	28,55	87,74
M13-E2-3-1	26,92	12,20	18,99	0,08	0,00	0,01	0,24	28,62	87,07
M13-E2-3-2	27,05	12,30	18,43	0,09	0,00	0,05	0,30	29,01	87,22
V13-B2-3-1	26,28	17,17	19,55	0,15	0,05	1,04	0,26	17,38	81,89
V13-B2-4-1	28,73	20,57	18,31	0,08	0,07	0,14	0,26	16,85	85,01
V13-B2-4-2	36,80	20,39	12,50	3,23	0,05	0,12	0,23	14,03	87,33
V13-B2-4-3	29,49	19,12	17,48	0,72	1,05	0,02	0,23	17,05	85,16

Ponto	SiO2	MgO	Al2O3	CaO	TiO2	Cr2O3	MnO	FeO	Total
V13-B2-4-4	28,77	20,48	18,10	0,08	0,04	0,10	0,16	16,34	84,08
V13-B2-8-1	27,81	18,98	20,10	0,13	0,07	0,04	0,29	17,77	85,20
V13-G2-1-1	26,10	16,85	20,11	0,17	0,04	0,12	0,23	17,47	81,09
V13-G2-4-1	30,39	20,87	16,53	0,12	0,09	0,13	0,25	16,39	84,76
V13-G2-5-1	28,72	19,37	18,34	0,08	0,06	0,51	0,24	17,57	84,90
V13-G2-7-1	27,02	18,21	19,42	0,08	0,03	1,17	0,30	17,72	83,94
V13-G2-8-1	28,07	19,29	19,33	0,11	0,03	1,21	0,26	17,55	85,85
M16-A2-1-1	26,68	15,75	18,39	0,08	0,02	0,03	0,29	25,41	86,66
M16-A2-1-2	28,11	16,34	17,44	0,13	0,00	0,02	0,25	25,35	87,64
M16-A2-1-3	26,97	15,28	17,79	0,09	0,02	0,01	0,24	25,15	85,56
M16-A2-1-4	28,15	16,26	17,59	0,13	0,00	0,01	0,24	25,12	87,50
M16-A2-1-5	27,60	16,08	17,77	0,13	0,00	0,00	0,27	25,60	87,46
M16-A2-1-6	28,56	16,66	17,84	0,08	0,01	0,02	0,27	25,57	89,01
M16-A2-1-7	27,36	15,55	18,72	0,09	0,01	0,00	0,25	25,90	87,89
M16-A2-2-1	27,73	15,83	18,57	0,11	0,00	0,01	0,22	25,21	87,68
M16-A2-2-2	27,24	15,34	19,33	0,12	0,02	0,00	0,27	25,78	88,08
M16-D2-1-1	27,16	15,12	18,87	0,11	0,02	0,03	0,28	25,57	87,16
M16-D2-1-2	27,64	15,78	18,84	0,10	0,00	0,02	0,22	25,73	88,34
M16-D2-1-3	27,36	15,46	19,02	0,07	0,01	0,04	0,29	25,55	87,79
M16-D2-1-4	26,96	15,04	18,57	0,09	0,03	0,01	0,27	25,88	86,86
M16-D2-2-1	27,44	15,48	18,80	0,13	0,00	0,02	0,27	25,45	87,58
M16-D2-2-2	25,26	14,29	16,61	0,10	0,01	0,04	0,20	24,57	81,08
M16-D2-2-3	27,52	15,66	18,72	0,12	0,07	0,03	0,24	25,31	87,66
M16-D2-3-1	27,41	15,52	18,41	0,11	0,01	0,00	0,31	25,37	87,13
M16-D2-3-2	26,89	15,26	19,02	0,07	0,02	0,01	0,29	25,71	87,27
M16-D2-3-3	26,98	15,40	19,05	0,07	0,01	0,02	0,28	26,03	87,84
M16-E2-1-1	26,94	14,78	19,01	0,14	0,00	0,01	0,23	25,19	86,30
M16-E2-1-2	27,03	15,00	19,40	0,11	0,00	0,02	0,28	25,90	87,74
M16-E2-1-3	27,85	15,62	18,37	0,15	0,00	0,03	0,28	25,44	87,75
M16-E2-2-1	27,24	15,35	18,80	0,20	0,06	0,01	0,26	25,30	87,22
M16-E2-2-2	27,32	15,46	18,66	0,17	0,01	0,02	0,21	25,09	86,93
M16-E2-3-1	27,05	14,97	18,75	0,32	0,01	0,04	0,21	25,83	87,17
M16-E2-3-2	26,93	14,92	18,76	0,16	0,00	0,00	0,24	25,23	86,24
P14-A2-4-1	27,46	18,66	19,82	0,07	0,03	0,41	0,39	20,55	87,39
P14-A2-4-2	26,94	17,83	20,39	0,10	0,05	0,47	0,39	20,70	86,87
P14-A2-4-3	27,83	19,03	19,47	0,11	0,04	0,32	0,38	20,52	87,71
P14-A2-5-1	27,56	18,59	19,89	0,02	0,02	0,54	0,31	21,34	88,28
P14-A2-5-2	27,26	18,43	20,32	0,08	0,02	0,28	0,35	21,19	87,93

Ponto	SiO2	MgO	Al2O3	CaO	TiO2	Cr2O3	MnO	FeO	Total
P14-A2-8-1	27,17	18,24	20,01	0,05	0,02	0,29	0,33	21,14	87,25
P14-A2-8-2	27,06	17,94	20,49	0,05	0,02	0,25	0,39	21,55	87,75
P14-B2-2-1	28,17	18,98	18,74	0,08	0,10	0,00	0,32	20,87	87,26
P14-B2-2-2	27,88	18,83	18,66	0,09	0,07	0,01	0,31	21,14	86,98
P14-C2-1-1	27,40	18,16	20,38	0,06	0,02	0,00	0,36	21,27	87,66
P14-C2-1-2	27,30	17,74	20,07	0,05	0,03	0,01	0,35	21,27	86,81
P14-C2-1-3	28,14	18,58	19,08	0,04	0,02	0,00	0,34	21,29	87,50
P14-C2-1-4	28,30	18,95	18,24	0,04	0,06	0,00	0,34	20,53	86,46
P14-C2-2-1	27,21	17,62	20,20	0,08	0,00	0,01	0,33	21,33	86,79
P14-C2-2-2	26,68	17,38	20,24	0,10	0,02	0,00	0,34	21,25	86,02
P14-C2-3-1	28,68	19,26	18,09	0,05	0,07	0,00	0,29	20,51	86,95
P14-C2-3-2	27,02	17,65	20,56	0,04	0,04	0,01	0,37	21,33	87,01
P14-D2-1-1	27,40	18,28	20,10	0,09	0,01	0,50	0,38	21,02	87,78
P14-D2-1-2	27,15	18,16	19,43	0,11	0,02	0,63	0,33	20,48	86,32
P14-G2-2-1	26,72	17,75	20,02	0,04	0,04	0,44	0,34	21,52	86,86

ANEXO 5: Resultado das análises de microsonda eletrônica (óxidos em porcentagem de peso) dos epidotos. n.a.: não analisado.

Ponto	SiO2	Al2O3	CaO	TiO2	V2O3	Cr2O3	MnO	Fe2O3	MgO	Y2O3	Total
M13-A-1-1	36,71	21,38	21,57	0,06	0,17	0,00	0,07	14,13	0,02	n.a.	94,12
M13-A-1-2	37,51	20,89	22,69	0,03	0,02	0,02	0,12	16,76	0,03	n.a.	98,06
M13-A-1-3	41,02	21,47	21,00	0,05	0,02	0,00	0,06	12,84	0,09	n.a.	96,55
M13-A-2-1	37,55	22,73	22,27	0,01	0,04	0,01	0,11	13,90	0,41	n.a.	97,03
M13-A-2-2	45,78	17,49	19,75	0,01	0,00	0,01	0,05	14,12	0,03	n.a.	97,25
M13-A-2-3	37,84	23,51	23,29	0,05	0,03	0,02	0,07	13,63	0,03	n.a.	98,47
M13-A-3-1	37,26	20,45	22,90	0,02	0,00	0,00	0,07	17,06	0,01	n.a.	97,78
M13-A-3-2	44,64	19,25	19,97	0,02	0,00	0,02	0,02	14,03	0,26	n.a.	98,21
M13-A-3-3	38,58	20,00	22,06	0,02	0,00	0,00	0,03	17,04	0,03	n.a.	97,75
M13-B-1-1	49,15	17,37	18,91	0,03	0,01	0,00	0,02	12,61	0,01	n.a.	98,10
M13-B-1-2	37,82	22,39	23,20	0,01	0,01	0,00	0,07	14,58	0,02	n.a.	98,11
M13-B-1-3	37,48	21,91	22,76	0,04	0,05	0,01	0,06	15,18	0,11	n.a.	97,60
M13-B-3-1	37,45	19,99	22,76	0,01	0,00	0,00	0,06	17,83	0,03	n.a.	98,13
M13-B-3-2	37,82	20,92	23,00	0,01	0,00	0,02	0,04	16,06	0,00	n.a.	97,88
M13-B-3-3	37,51	21,22	22,90	0,02	0,00	0,00	0,10	16,22	0,05	n.a.	98,02
M13-B-6-1	37,53	20,49	22,95	0,02	0,00	0,00	0,05	16,93	0,01	n.a.	97,99
M13-B-6-2	37,22	20,24	23,01	0,02	0,04	0,00	0,04	17,23	0,00	n.a.	97,79
M13-B-6-3	38,00	22,06	23,08	0,02	0,00	0,00	0,10	15,21	0,01	n.a.	98,48

Ponto	SiO2	Al2O3	CaO	TiO2	V2O3	Cr2O3	MnO	Fe2O3	MgO	Y2O3	Total
M13-D-1-1	41,60	21,45	20,00	0,02	0,02	0,00	0,03	12,96	0,01	n.a.	96,09
M13-D-1-2	44,68	21,43	20,71	0,02	0,03	0,00	0,08	11,38	0,04	n.a.	98,37
M13-E-1-1	37,58	21,48	23,04	0,00	0,00	0,00	0,07	15,86	0,02	n.a.	98,04
M13-E-1-2	36,99	19,94	23,03	0,01	0,00	0,02	0,04	18,26	0,00	n.a.	98,29
M13-E-1-3	36,99	19,62	22,79	0,03	0,00	0,00	0,05	18,00	0,00	n.a.	97,48
M13-E-2-1	37,24	20,92	23,03	0,02	0,00	0,02	0,08	16,16	0,00	n.a.	97,47
M13-E-2-2	37,86	20,64	22,63	0,00	0,01	0,00	0,01	15,95	0,01	n.a.	97,11
M13-E-2-3	41,63	21,38	19,54	0,01	0,00	0,00	0,08	13,02	0,28	n.a.	95,95
M13-E-3-1	41,26	21,43	21,95	0,02	0,03	0,00	0,10	12,98	0,02	n.a.	97,78
M13-E-3-2	37,35	20,95	23,01	0,03	0,00	0,00	0,09	16,31	0,02	n.a.	97,76
V13-G-1-1	38,62	27,73	23,70	0,02	0,18	0,10	0,08	7,39	0,01	0,01	97,85
V13-G-1-2	38,30	28,95	24,05	0,04	0,22	0,09	0,11	5,64	0,04	0,00	97,44
V13-G-2-1	38,09	27,75	23,43	0,07	0,16	0,17	0,06	6,01	0,05	0,00	95,80
V13-G-3-1	38,14	28,29	22,99	0,03	0,03	0,01	0,06	6,02	0,05	0,00	95,63
V13-G-3-2	37,88	26,92	22,18	0,05	0,25	0,25	0,07	6,93	1,29	0,03	95,85
V13-G-4-1	38,82	28,56	23,93	0,05	0,12	0,22	0,05	6,30	0,03	0,01	98,08
V41-A-1-1	38,22	25,85	23,57	0,59	0,17	0,00	0,07	9,50	0,04	0,01	98,02
V41-A-1-2	38,13	24,82	23,56	0,56	0,22	0,01	0,08	10,54	0,04	0,03	98,00
V41-A-1-3	37,88	23,86	23,38	0,25	0,08	0,00	0,03	12,54	0,03	0,01	98,06
V41-A-2-1	37,31	22,34	22,93	0,07	0,13	0,00	0,08	14,80	0,00	0,08	97,75
V41-B-1-1	37,59	22,51	22,97	0,04	0,07	0,00	0,19	14,53	0,00	0,06	97,95
V41-B-1-2	37,40	22,72	22,97	0,04	0,06	0,01	0,11	14,33	0,00	0,00	97,65
V41-B-2-1	37,49	22,87	22,81	0,10	0,04	0,01	0,26	14,39	0,00	0,02	97,98
V41-B-2-2	37,40	22,21	22,81	0,10	0,03	0,03	0,18	14,65	0,00	0,03	97,45
V41-B-3-2	37,42	22,56	22,98	0,08	0,08	0,00	0,08	14,48	0,01	0,00	97,69
V41-C-1-1	37,86	25,70	23,49	0,16	0,09	0,01	0,12	10,27	0,03	0,00	97,73
V41-C-1-2	38,06	24,97	23,47	0,08	0,06	0,01	0,16	11,37	0,02	0,00	98,20
V41-C-2-1	38,19	26,19	23,71	0,05	0,08	0,01	0,09	9,62	0,04	0,05	98,02
V41-C-2-2	38,15	25,62	23,44	0,22	0,08	0,01	0,15	10,37	0,04	0,02	98,08
V41-C-3-1	38,06	25,22	23,01	0,09	0,10	0,01	0,20	10,41	0,52	0,00	97,62
V41-C-3-2	38,06	26,40	23,51	0,13	0,11	0,00	0,06	9,50	0,04	0,03	97,84
V41-C-4-1	38,18	26,68	23,81	0,06	0,15	0,02	0,08	8,61	0,00	0,03	97,61
V41-C-5-1	37,60	22,93	23,14	0,02	0,04	0,00	0,14	13,92	0,00	0,00	97,80
V41-D-1-1	38,11	25,77	23,44	0,09	0,10	0,03	0,10	10,46	0,01	0,00	98,12
V41-D-1-2	37,77	24,94	23,42	0,53	0,22	0,02	0,12	10,95	0,03	0,00	98,02
V41-D-2-1	37,68	24,80	23,27	0,17	0,09	0,02	0,04	11,27	0,00	0,00	97,34
V41-D-2-2	37,50	23,98	22,98	0,13	0,00	0,00	0,19	12,29	0,02	0,00	97,09
M16-A-1-1	37,17	21,02	22,90	0,00	0,00	0,00	0,04	15,98	0,00	0,00	97,10

Ponto	SiO2	Al2O3	CaO	TiO2	V2O3	Cr2O3	MnO	Fe2O3	MgO	Y2O3	Total
M16-A-1-2	37,46	23,56	22,85	0,05	0,03	0,03	0,08	12,90	0,05	0,01	97,01
M16-A-1-3	38,26	23,01	23,49	0,06	0,04	0,02	0,03	12,94	0,00	0,03	97,89
M16-A-2-1	37,34	19,77	22,88	0,00	0,00	0,00	0,03	17,55	0,01	0,00	97,59
M16-A-2-2	37,63	22,28	22,99	0,09	0,06	0,00	0,06	14,02	0,02	0,00	97,14
M16-A-3-1	37,63	23,01	22,94	0,03	0,08	0,01	0,06	13,61	0,02	0,02	97,41
M16-A-3-2	37,39	22,85	23,05	0,07	0,09	0,01	0,10	14,24	0,01	0,00	97,79
M16-D-2-1	37,45	23,82	22,33	0,03	0,04	0,00	0,10	12,99	0,41	0,04	97,20
M16-D-2-2	37,24	23,66	22,81	0,05	0,02	0,01	0,08	13,57	0,06	0,00	97,49
M16-D-3-1	37,74	24,39	23,39	0,05	0,05	0,02	0,06	12,23	0,00	0,00	97,94
M16-D-3-2	37,52	25,64	23,25	0,04	0,09	0,03	0,04	10,59	0,01	0,04	97,27
M16-D-4-1	37,92	25,03	23,30	0,06	0,07	0,01	0,07	11,45	0,00	0,00	97,90
M16-E-1-1	37,38	22,46	22,75	0,02	0,04	0,00	0,08	14,12	0,02	0,02	96,89
M16-E-1-2	37,42	22,38	22,89	0,02	0,02	0,00	0,00	14,95	0,02	0,00	97,71
M16-E-1-3	37,18	23,34	22,83	0,06	0,06	0,00	0,12	13,54	0,00	0,00	97,12
M16-E-2-1	37,42	23,32	23,03	0,03	0,04	0,00	0,04	13,74	0,00	0,06	97,68
M16-E-2-2	36,95	24,16	22,61	0,06	0,09	0,02	0,14	13,33	0,02	0,02	97,40
P14-D-3-1	39,21	27,77	22,32	0,02	0,04	0,01	0,08	7,38	0,13	0,01	96,97
P14-D-4-1	45,04	25,90	16,40	0,04	0,01	0,00	0,08	5,55	0,22	0,00	93,24
P14-D-5-1	38,78	26,95	22,66	0,05	0,00	0,00	0,06	7,60	0,09	0,01	96,21
P14-C-1-1	39,44	26,37	23,38	0,04	0,04	0,01	0,10	8,39	0,01	0,00	97,78
P14-C-1-2	38,89	27,96	23,95	0,07	0,10	0,03	0,08	7,35	0,02	0,00	98,45
P14-C-2-1	45,80	23,61	20,97	0,24	0,02	0,01	0,08	7,25	0,04	0,00	98,01
P14-C-2-2	37,87	27,85	23,81	0,07	0,12	0,02	0,08	7,88	0,00	0,00	97,70
P14-C-2-3	37,66	27,46	23,65	0,05	0,00	0,01	0,10	8,03	0,07	0,00	97,04
P14-C-3-1	40,09	26,68	22,99	0,08	0,04	0,04	0,14	7,75	0,01	0,00	97,82
P14-C-3-2	38,54	28,03	23,63	0,05	0,07	0,00	0,02	7,04	0,17	0,03	97,57
P14-C-4-1	38,43	27,24	23,90	0,07	0,31	0,03	0,13	7,55	0,06	0,01	97,72
P14-C-4-2	38,53	28,18	23,86	0,07	0,07	0,00	0,12	6,88	0,04	0,00	97,75
P14-F-2-1	39,24	28,67	21,70	0,02	0,03	0,00	0,09	6,51	0,26	0,00	96,51
MB-4A-1/EPID/5	38,71	24,56	23,48	0,06	n.a.	n.a.	0,12	11,25	0,06	n.a.	98,24
MB-4A-1/EPID/6	38,55	23,85	23,26	0,08	n.a.	n.a.	0,10	11,63	0,01	n.a.	97,47
MB-4A-1/EPID/7	39,02	25,02	23,53	0,09	n.a.	n.a.	0,14	10,46	0,01	n.a.	98,28
MB-4A-3/EPID/1	38,57	23,52	23,41	0,04	n.a.	n.a.	0,12	12,41	0,00	n.a.	98,07
MB-4A-3/EPID/2	38,32	23,50	23,20	0,11	n.a.	n.a.	0,04	12,45	0,03	n.a.	97,65
MB-4A-3/EPID/3	38,07	22,67	23,15	0,13	n.a.	n.a.	0,05	12,94	0,00	n.a.	97,01
MB-4A-3/EPID/4	38,44	23,42	23,33	0,01	n.a.	n.a.	0,09	12,19	0,01	n.a.	97,48
MB-4A-5/EPID/1	38,73	24,93	23,07	0,11	n.a.	n.a.	0,02	10,65	0,00	n.a.	97,5
MB-4A-5/EPID/2	38,33	22,93	23,28	0,01	n.a.	n.a.	0,10	13,61	0,00	n.a.	98,25

Ponto	SiO2	Al2O3	CaO	TiO2	V2O3	Cr2O3	MnO	Fe2O3	MgO	Y2O3	Total
MB-4A-5/EPID/3	38,51	22,63	22,96	0,04	n.a.	n.a.	0,09	13,15	0,01	n.a.	97,39
MB-4A-5/EPID/4	38,11	22,26	22,93	0,05	n.a.	n.a.	0,08	13,93	0,00	n.a.	97,36
MB-15A-3/EPID/7	38,32	24,49	23,46	0,05	n.a.	n.a.	0,10	11,35	0,00	n.a.	97,78
MB-15A-3/EPID/8	38,53	22,52	22,79	0,02	n.a.	n.a.	0,23	13,84	0,00	n.a.	97,93

ANEXO 6: Resultado das análises de microsonda eletrônica (óxidos em porcentagem de peso) dos feldspatos. n.a.: não analisado.

Ponto	SiO2	MgO	Na2O	Al2O3	CaO	K2O	TiO2	FeO	Total
M13-E2-1-1	65,05	0,00	10,46	21,79	2,49	0,05	0,03	0,21	100,10
M13-E2-4-1	65,20	0,03	10,39	21,28	2,13	0,05	0,02	0,15	99,26
M13-E2-4-2	65,06	0,00	10,54	21,50	2,32	0,06	0,02	0,23	99,73
M13-E2-4-3	66,06	0,00	10,85	20,98	1,76	0,19	0,00	0,16	100,00
M13-E2-5-1	46,79	5,69	6,29	20,59	1,13	0,05	0,00	14,50	95,05
M13-E2-5-2	66,09	0,01	10,74	21,14	1,73	0,07	0,03	0,21	100,00
M13-E2-6-1	66,01	0,00	10,73	21,14	1,93	0,06	0,00	0,22	100,09
M13-E2-6-2	59,33	0,51	7,83	21,41	7,72	0,05	0,01	1,47	98,32
M13-E2-7-1	66,26	0,01	10,94	21,07	1,59	0,20	0,00	0,23	100,30
M13-E2-8-1	64,25	0,38	9,46	21,59	2,35	1,17	0,00	1,11	100,30
M16-A2-3-1	67,01	0,00	9,76	20,76	2,14	0,05	0,02	0,31	100,05
M16-A2-3-2	65,45	0,00	9,92	21,45	2,84	0,07	0,03	0,23	99,98
M16-A2-4-1	67,87	0,00	11,59	19,40	0,43	0,05	0,01	0,20	99,56
V41-B2-1-1	63,05	0,01	8,82	22,83	4,94	0,06	0,00	0,19	99,91
V41-B2-1-2	62,47	0,00	8,82	22,94	5,03	0,05	0,00	0,17	99,48
V41-B2-1-3	62,77	0,00	8,77	23,14	5,10	0,07	0,01	0,16	100,03
V41-B2-4-1	63,32	0,01	9,05	23,27	4,74	0,07	0,02	0,14	100,62
V41-B2-4-2	62,79	0,00	8,88	23,71	5,19	0,07	0,01	0,08	100,73
V41-B2-6-1	61,68	0,00	8,47	24,28	5,95	0,05	0,03	0,18	100,65
V41-B2-6-2	63,01	0,00	8,89	23,42	5,03	0,04	0,00	0,11	100,52
V41-C2-1-1	62,53	0,00	8,89	23,19	5,06	0,06	0,01	0,35	100,08
V41-C2-1-2	62,13	0,00	8,63	23,56	5,42	0,07	0,00	0,17	99,99
V41-C2-1-3	61,60	0,00	8,23	23,80	5,80	0,07	0,01	0,27	99,79
V41-C2-3-1	62,20	0,01	8,75	23,41	5,17	0,07	0,01	0,32	99,94
V41-C2-4-1	62,27	0,00	8,88	23,42	5,31	0,07	0,01	0,23	100,20
V41-C2-4-2	63,19	0,00	9,03	23,15	4,69	0,04	0,02	0,17	100,29
V41-C2-7-1	61,30	0,00	8,20	24,35	6,37	0,03	0,00	0,12	100,37
V41-C2-7-2	63,05	0,00	9,14	23,27	4,81	0,05	0,00	0,15	100,46
V41-E2-1-1	62,80	0,00	8,80	23,14	5,04	0,06	0,01	0,16	100,01

Ponto	SiO2	MgO	Na2O	Al2O3	CaO	K2O	TiO2	FeO	Total
V41-E2-1-2	62,85	0,00	9,02	23,22	4,85	0,05	0,03	0,14	100,16
V41-E2-1-3	62,46	0,00	8,84	23,21	5,18	0,07	0,00	0,11	99,86
V41-E2-2-1	61,12	0,00	8,24	24,13	6,17	0,05	0,01	0,13	99,85
V41-E2-2-2	62,37	0,00	8,50	23,51	5,31	0,08	0,00	0,09	99,86
V41-E2-4-1	62,44	0,00	8,68	23,51	5,40	0,07	0,01	0,11	100,22
V41-E2-4-2	68,10	0,02	11,34	19,84	1,01	0,04	0,02	0,18	100,54
P14-A2-7-1	64,78	0,01	9,79	22,10	3,28	0,18	0,01	0,15	100,30
P14-A2-7-2	59,21	0,64	8,18	22,47	6,04	0,16	0,52	2,18	99,40
P14-B2-4-1	57,97	0,02	6,69	26,21	8,55	0,10	0,06	0,41	100,01
P14-B2-4-2	63,18	0,41	9,48	21,52	3,46	0,08	0,01	0,36	98,50
P14-D2-4-1	60,22	0,03	7,77	24,47	6,81	0,11	0,04	0,28	99,71
P14-G2-3-1	81,92	0,65	5,46	11,03	1,74	0,12	0,01	0,43	101,36
P14-G2-3-2	64,62	0,02	9,73	22,04	3,39	0,13	0,02	0,14	100,08
P14-G2-5-1	71,13	0,13	4,81	15,20	2,88	4,89	0,17	0,18	99,40
MB-4A-2/PLAG1/1	64,83	n.a.	9,81	21,83	2,95	0,24	n.a.	0,17	99,83
MB-4A-2/PLAG1/2	65,68	n.a.	11,16	20,63	1,60	0,06	n.a.	0,15	99,27
MB-4A-2/PLAG1/3	61,93	n.a.	9,29	23,62	4,38	0,28	n.a.	0,15	99,65
MB-4A-2/PLAG2/4	60,89	n.a.	8,63	24,99	6,30	0,04	n.a.	0,18	101,03
MB-4A-2/PLAG2/5	61,30	n.a.	8,59	24,15	5,30	0,25	n.a.	0,33	99,93
MB-4A-4/PLAG/4	61,50	n.a.	9,03	24,39	5,34	0,13	n.a.	0,11	100,51
MB-4A-4/PLAG/5	62,51	n.a.	8,86	23,28	3,98	0,08	n.a.	0,13	98,83
MB-15A-1/PLAG/7	65,33	n.a.	9,67	19,61	0,50	0,12	n.a.	0,18	95,41
MB-15A-1/PLAG/8	67,94	n.a.	12,26	19,93	0,41	0,08	n.a.	0,12	100,73
MB-15A-1/PLAG/9	65,83	n.a.	11,09	21,25	1,97	0,11	n.a.	0,16	100,41
MB-15A-2-/PLAG4	64,24	n.a.	9,32	23,65	4,38	0,05	n.a.	0,25	101,89
MB-15A-2/PLAG5	64,59	n.a.	9,95	23,66	4,21	0,07	n.a.	0,21	102,69
MB-15A-3/PLAG5	69,33	n.a.	12,17	20,14	0,38	0,06	n.a.	0,18	102,27
MB-15A-3/PLAG6	69,85	n.a.	12,27	20,29	0,38	0,03	n.a.	0,16	102,97

ANEXO 7: Resultado das análises de microsonda eletrônica (óxidos em porcentagem de peso) dos piroxênios.

Ponto	SiO2	MgO	CaO	FeO	Al2O3	TiO2	Na2O	MnO	Cr2O3	V2O3	K2O	NiO	Total
M13-A-4-1	51,73	17,21	19,53	7,61	3,42	0,54	0,18	0,19	0,26	0,02	0,00	0,00	100,68
M13-A-4-2	51,75	16,56	19,86	7,93	3,17	0,61	0,21	0,20	0,11	0,07	0,00	0,00	100,49
M13-A-4-3	51,44	17,32	16,45	11,40	2,57	0,57	0,18	0,31	0,02	0,08	0,01	0,00	100,35
M13-A-7-1	51,92	16,19	20,46	7,73	3,04	0,51	0,20	0,18	0,12	0,07	0,00	0,04	100,45
M13-A-7-2	51,61	16,21	19,91	8,05	3,10	0,59	0,19	0,21	0,12	0,06	0,00	0,06	100,12

Ponto	SiO2	MgO	CaO	FeO	Al2O3	TiO2	Na2O	MnO	Cr2O3	V2O3	K2O	NiO	Total
M13-A-7-3	51,80	16,39	19,23	8,73	2,89	0,64	0,19	0,22	0,12	0,09	0,00	0,00	100,29
M13-A-8-1	49,82	13,20	16,16	16,72	2,38	0,86	0,24	0,40	0,00	0,08	0,00	0,00	99,86
M13-A-8-2	51,16	15,90	20,28	8,16	3,16	0,64	0,19	0,17	0,11	0,08	0,00	0,03	99,89
M13-A-8-3	51,96	17,24	19,03	7,68	3,47	0,58	0,17	0,20	0,39	0,07	0,00	0,00	100,79
M13-B-2-1	51,59	16,61	19,58	7,87	3,01	0,55	0,19	0,18	0,14	0,08	0,00	0,03	99,82
M13-B-2-2	51,60	16,77	19,67	7,59	3,23	0,57	0,16	0,19	0,22	0,09	0,01	0,10	100,19
M13-B-2-3	51,25	16,60	19,77	7,46	3,38	0,58	0,16	0,16	0,32	0,13	0,01	0,00	99,83
M13-B-4-1	51,30	16,61	20,44	6,55	3,66	0,62	0,17	0,12	0,48	0,04	0,00	0,02	100,01
M13-B-4-2	51,55	16,89	20,05	6,35	3,45	0,52	0,19	0,17	0,64	0,08	0,00	0,00	99,89
M13-B-4-3	52,96	18,24	19,11	6,76	1,69	0,34	0,14	0,18	0,30	0,04	0,00	0,00	99,76
M13-B-5-1	52,51	17,96	18,70	7,03	2,52	0,37	0,17	0,19	0,49	0,03	0,00	0,00	99,95
M13-B-5-2	51,87	16,54	20,02	7,27	3,31	0,57	0,17	0,15	0,19	0,10	0,00	0,02	100,20
M13-B-5-3	50,47	14,70	17,69	13,18	2,63	0,74	0,24	0,26	0,02	0,07	0,00	0,01	100,00
M13-D-2-1	51,20	16,17	20,42	7,17	3,51	0,46	0,19	0,14	0,27	0,06	0,00	0,00	99,59
M13-D-2-2	51,33	15,86	20,26	8,43	2,87	0,56	0,19	0,22	0,06	0,11	0,01	0,00	99,90
M13-D-2-3	51,28	16,06	19,39	9,37	2,81	0,55	0,22	0,23	0,03	0,08	0,01	0,01	100,05
M13-D-2-4	50,16	13,28	16,88	15,86	2,20	0,69	0,21	0,42	0,00	0,07	0,01	0,01	99,79
M13-D-3-1	51,75	16,85	20,02	6,81	3,38	0,54	0,20	0,20	0,41	0,08	0,01	0,03	100,27
M13-D-3-2	51,23	16,11	19,82	8,41	3,13	0,56	0,18	0,18	0,05	0,09	0,01	0,00	99,77
M13-D-3-3	52,12	17,72	19,09	7,32	2,30	0,42	0,13	0,24	0,22	0,07	0,00	0,02	99,63
M13-E-4-1	49,71	15,86	18,40	9,91	4,26	0,67	0,22	0,26	0,11	0,14	0,00	0,00	99,54
M13-E-4-2	51,44	16,31	19,53	8,69	2,75	0,60	0,16	0,23	0,04	0,10	0,00	0,00	99,84
M13-E-4-3	51,41	16,53	20,12	7,50	3,09	0,54	0,21	0,24	0,16	0,09	0,00	0,00	99,89
M13-E-4-4	50,31	14,68	17,84	12,63	2,74	0,83	0,23	0,28	0,02	0,10	0,00	0,00	99,65
M13-E-5-1	50,93	16,09	20,12	7,54	3,50	0,62	0,22	0,18	0,29	0,06	0,01	0,00	99,54
M13-E-5-2	51,05	15,89	19,76	8,39	3,09	0,60	0,22	0,19	0,11	0,15	0,00	0,00	99,45
M13-E-5-3	51,10	15,59	20,07	8,75	2,93	0,74	0,17	0,17	0,09	0,11	0,01	0,00	99,73
M13-E-6-1	50,94	16,28	20,57	6,73	3,65	0,57	0,19	0,16	0,31	0,10	0,00	0,00	99,49
M13-E-6-2	51,17	16,42	20,66	6,76	3,87	0,50	0,19	0,16	0,35	0,06	0,00	0,00	100,14
M13-E-6-3	51,64	16,54	20,48	7,36	3,15	0,48	0,17	0,16	0,15	0,09	0,00	0,00	100,22
V13-B-1-1	51,43	16,22	22,14	6,20	3,22	0,83	0,23	0,12	0,38	0,09	0,00	0,00	100,86
V13-B-1-2	50,89	15,77	22,48	5,96	3,29	0,87	0,24	0,19	0,37	0,06	0,00	0,00	100,12
V13-B-1-3	51,17	15,96	22,50	5,92	3,49	0,80	0,24	0,14	0,44	0,00	0,00	0,02	100,68
V13-B-2-1	47,10	13,52	22,68	6,67	6,72	1,69	0,29	0,13	0,62	0,12	0,00	0,00	99,52
V13-B-2-2	47,52	13,80	22,54	6,48	6,25	1,58	0,26	0,09	0,71	0,07	0,00	0,05	99,35
V13-B-2-3	48,28	14,12	22,39	6,68	6,21	1,46	0,29	0,12	0,45	0,07	0,01	0,03	100,11
V13-B-3-1	50,79	15,39	22,24	6,44	3,64	0,94	0,25	0,14	0,23	0,03	0,00	0,08	100,19
V13-B-3-2	48,70	14,29	22,46	5,86	5,70	1,29	0,25	0,08	0,75	0,07	0,00	0,03	99,49

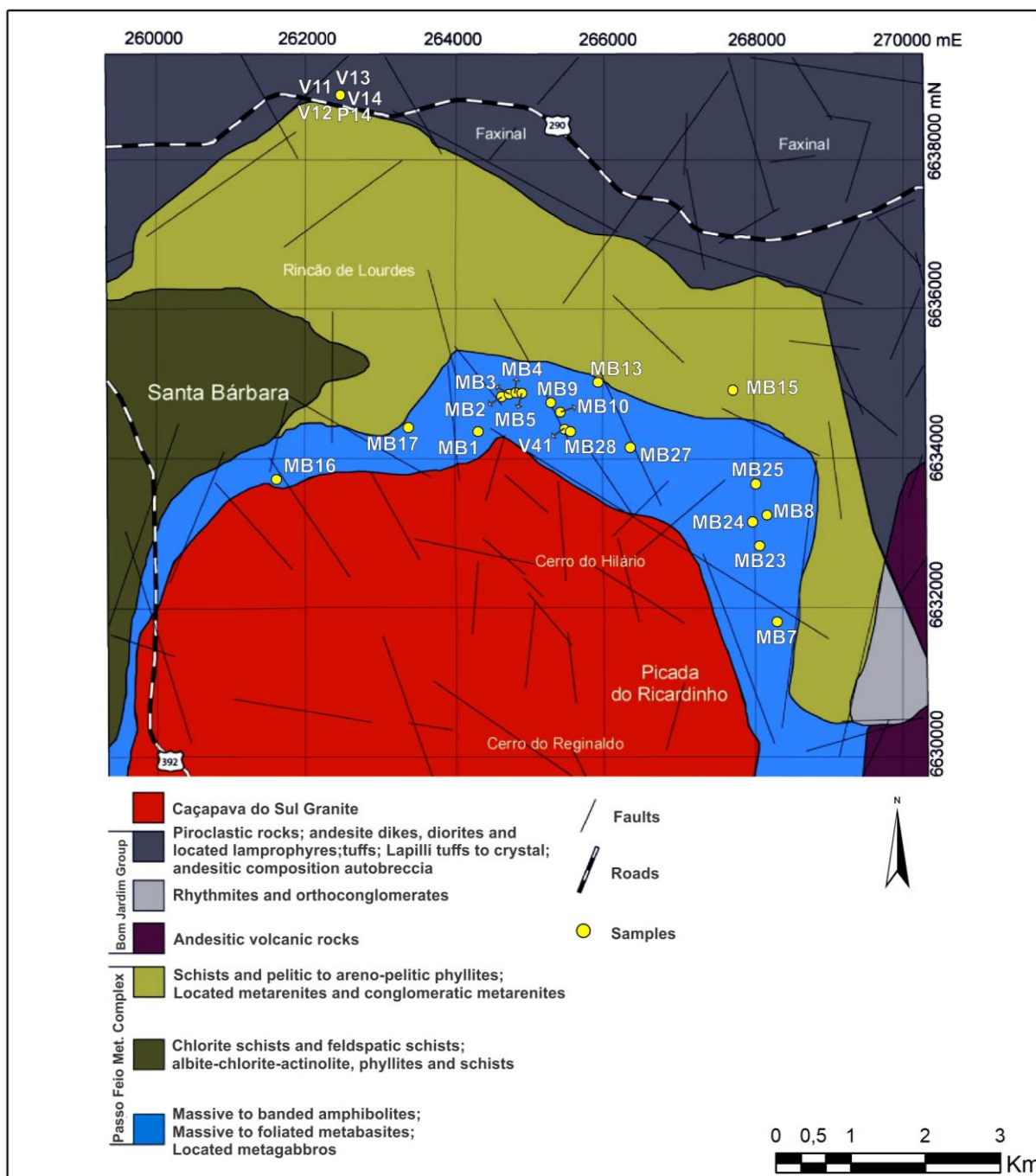
Ponto	SiO2	MgO	CaO	FeO	Al2O3	TiO2	Na2O	MnO	Cr2O3	V2O3	K2O	NiO	Total
V13-B-3-3	49,48	14,77	22,40	6,08	4,89	1,06	0,22	0,10	0,46	0,05	0,01	0,04	99,57
V13-B-4-1	51,17	15,81	22,17	6,00	3,32	0,85	0,21	0,13	0,39	0,04	0,00	0,00	100,11
V13-B-4-2	48,01	13,91	22,66	6,53	6,26	1,50	0,30	0,15	0,63	0,04	0,00	0,00	99,98
V13-B-4-3	49,16	14,31	22,78	6,18	5,56	1,20	0,27	0,11	0,49	0,11	0,00	0,04	100,21
V13-C-1-1	50,48	15,59	22,12	6,39	3,66	0,94	0,22	0,11	0,34	0,04	0,00	0,00	99,90
V13-C-1-2	50,87	15,53	22,21	6,24	3,42	0,93	0,21	0,13	0,35	0,07	0,00	0,02	99,98
V13-C-1-3	48,07	13,72	22,68	6,80	6,26	1,34	0,31	0,15	0,50	0,06	0,00	0,03	99,93
V13-C-2-1	48,77	14,27	22,74	6,42	5,75	1,25	0,28	0,09	0,43	0,07	0,01	0,02	100,11
V13-C-2-2	50,02	14,43	21,45	8,36	3,61	1,23	0,32	0,21	0,03	0,11	0,00	0,04	99,80
V13-C-2-3	50,24	15,00	22,55	5,93	4,43	1,01	0,29	0,09	0,49	0,07	0,00	0,06	100,16
V13-C-3-1	49,04	14,75	22,22	6,65	5,16	1,25	0,22	0,15	0,45	0,07	0,00	0,00	99,95
V13-C-3-2	50,94	15,70	21,59	6,66	3,53	0,98	0,21	0,10	0,27	0,02	0,00	0,00	100,00
V13-C-3-3	48,46	14,10	22,77	6,47	6,02	1,30	0,27	0,10	0,61	0,07	0,00	0,05	100,22
V13-A-1-1	47,51	13,67	22,55	6,81	6,28	1,57	0,30	0,15	0,52	0,10	0,00	0,01	99,47
V13-A-1-2	47,08	13,50	22,45	6,96	7,00	1,72	0,27	0,09	0,61	0,04	0,00	0,04	99,77
V13-A-1-3	47,18	13,59	22,18	7,31	7,30	1,78	0,26	0,09	0,33	0,05	0,00	0,05	100,12
V13-A-2-1	50,60	15,37	21,83	6,92	3,48	0,98	0,20	0,18	0,21	0,05	0,00	0,00	99,83
V13-A-2-2	50,99	15,59	22,23	6,20	3,25	0,87	0,22	0,19	0,34	0,03	0,00	0,00	99,92
V13-A-2-3	48,57	14,07	22,68	6,33	5,96	1,37	0,26	0,13	0,63	0,07	0,00	0,00	100,07
V13-D-1-1	47,68	13,79	22,35	6,41	6,25	1,47	0,26	0,11	0,70	0,08	0,00	0,00	99,11
V13-D-1-2	49,97	15,13	21,68	6,75	3,73	0,92	0,22	0,11	0,19	0,02	0,01	0,00	98,72
V13-D-1-3	47,25	13,58	22,20	6,82	6,64	1,69	0,30	0,12	0,64	0,10	0,00	0,02	99,38
V13-D-1-4	47,78	14,12	22,34	6,30	5,98	1,18	0,30	0,14	0,66	0,09	0,01	0,00	98,90
V13-D-1-5	47,45	13,49	22,41	7,07	6,80	1,66	0,30	0,11	0,23	0,06	0,00	0,01	99,60
V13-D-2-1	50,39	15,10	21,98	6,98	3,86	0,97	0,25	0,14	0,12	0,05	0,00	0,02	99,85
V13-D-2-2	50,53	15,87	22,38	5,66	3,31	0,78	0,21	0,13	0,45	0,04	0,00	0,06	99,44
V13-D-2-3	47,50	13,65	22,24	6,81	6,34	1,51	0,30	0,17	0,53	0,09	0,00	0,00	99,12
V13-D-3-1	50,33	15,85	21,91	6,09	3,51	0,82	0,22	0,13	0,36	0,06	0,00	0,00	99,27
V13-D-3-2	50,26	14,92	21,76	7,69	3,95	1,12	0,28	0,16	0,00	0,05	0,01	0,06	100,26
V13-D-4-1	47,91	14,03	22,34	6,21	6,25	1,41	0,30	0,14	0,69	0,09	0,00	0,07	99,45
V13-D-4-2	49,44	15,17	21,72	7,00	4,29	1,12	0,21	0,17	0,11	0,07	0,00	0,00	99,29
M16-A-4-1	48,91	13,18	17,11	15,09	2,66	0,57	0,22	0,39	0,06	0,06	0,00	0,00	98,25
M16-A-4-2	50,06	14,93	18,20	11,44	2,68	0,77	0,19	0,27	0,09	0,07	0,00	0,00	98,70
M16-A-5-1	50,53	14,73	18,81	10,98	2,91	0,89	0,21	0,23	0,09	0,14	0,00	0,03	99,56
M16-A-5-2	49,51	14,39	18,87	10,73	3,72	1,12	0,20	0,24	0,33	0,19	0,00	0,00	99,31
M16-A-6-1	50,13	14,38	19,39	11,21	3,07	0,84	0,19	0,27	0,27	0,08	0,00	0,00	99,83
M16-A-6-2	50,66	14,38	18,70	11,73	2,80	0,78	0,15	0,27	0,14	0,13	0,00	0,00	99,75
M16-D-1-1	49,18	14,30	19,94	9,24	4,72	1,26	0,23	0,25	0,28	0,13	0,00	0,00	99,53

Ponto	SiO2	MgO	CaO	FeO	Al2O3	TiO2	Na2O	MnO	Cr2O3	V2O3	K2O	NiO	Total
M16-D-1-2	44,77	13,57	16,36	12,49	6,95	1,00	0,23	0,23	0,26	0,10	0,00	0,00	95,95
M16-D-5-1	49,31	14,14	20,50	8,66	4,74	1,21	0,24	0,14	0,32	0,10	0,00	0,00	99,35
M16-D-5-2	49,43	13,28	16,02	16,51	2,36	0,97	0,21	0,35	0,02	0,08	0,00	0,01	99,24
M16-D-6-1	49,48	14,14	19,97	9,37	4,41	1,25	0,22	0,20	0,35	0,16	0,00	0,00	99,55
M16-D-6-2	50,64	14,43	15,48	15,39	1,80	0,74	0,18	0,35	0,02	0,05	0,00	0,00	99,07
M16-E-4-1	49,85	14,45	20,24	9,36	3,99	0,99	0,20	0,24	0,20	0,12	0,00	0,00	99,64
M16-E-4-2	49,97	14,36	19,70	9,56	3,85	1,00	0,23	0,23	0,24	0,14	0,00	0,03	99,31
M16-E-5-1	49,35	14,61	20,12	8,94	4,83	1,13	0,22	0,21	0,24	0,13	0,00	0,00	99,79
M16-E-5-2	50,42	14,92	20,53	8,91	3,31	0,96	0,21	0,22	0,07	0,10	0,00	0,00	99,68
M16-E-5-3	49,50	14,35	20,42	8,99	4,34	1,01	0,25	0,24	0,22	0,12	0,00	0,00	99,46
M16-E-6-1	49,73	14,20	19,75	10,06	3,79	1,11	0,24	0,19	0,36	0,16	0,00	0,05	99,64
M16-E-6-2	50,47	14,82	18,52	10,90	2,99	0,88	0,18	0,22	0,14	0,16	0,00	0,04	99,31
M16-E-6-3	64,77	0,18	2,16	0,65	21,16	0,02	10,09	0,02	0,00	0,04	0,11	0,06	99,27
M16-E-7-1	49,95	14,28	17,10	13,92	2,65	0,90	0,21	0,33	0,03	0,11	0,00	0,01	99,49
P14-A-1-1	52,26	16,65	22,53	4,86	2,53	0,22	0,22	0,14	0,50	0,07	0,00	0,00	99,97
P14-A-1-2	52,12	16,02	22,52	5,31	2,52	0,24	0,20	0,16	0,48	0,04	0,00	0,02	99,62
P14-A-2-1	52,34	16,82	22,53	4,77	2,61	0,22	0,19	0,10	0,46	0,04	0,00	0,05	100,12
P14-A-2-2	52,49	16,31	22,65	5,07	2,47	0,21	0,22	0,14	0,43	0,06	0,00	0,02	100,06
P14-A-2-3	52,42	16,78	22,68	4,91	2,44	0,23	0,22	0,14	0,44	0,05	0,00	0,00	100,30
P14-G-1-1	52,28	16,31	21,32	5,59	2,95	0,19	0,35	0,19	0,57	0,04	0,00	0,00	99,79
P14-G-1-2	54,26	17,86	23,15	3,21	1,15	0,09	0,14	0,05	0,61	0,00	0,00	0,07	100,59
P14-G-1-3	53,90	17,93	23,24	3,25	1,28	0,10	0,12	0,09	0,62	0,01	0,00	0,06	100,59
P14-D-1-1	52,90	17,47	22,77	3,92	1,69	0,12	0,16	0,10	0,44	0,05	0,00	0,01	99,62
P14-D-1-2	53,08	17,59	22,61	4,20	1,98	0,16	0,18	0,08	0,40	0,03	0,00	0,01	100,31
P14-D-1-3	52,43	17,19	22,18	4,11	2,15	0,18	0,18	0,13	1,00	0,02	0,00	0,01	99,59
P14-D-2-1	53,54	17,70	22,98	3,32	1,46	0,11	0,17	0,10	0,59	0,05	0,00	0,00	100,02
P14-D-2-2	52,94	17,46	23,09	3,62	1,70	0,15	0,18	0,11	0,70	0,06	0,00	0,00	100,00
P14-D-2-3	53,46	17,98	22,27	4,21	1,43	0,14	0,12	0,10	0,58	0,04	0,00	0,01	100,33
P14-F-1-1	52,80	17,17	22,68	4,46	2,00	0,16	0,19	0,09	0,37	0,02	0,00	0,06	99,98
P14-F-1-2	52,84	17,03	22,48	4,60	2,07	0,17	0,18	0,12	0,32	0,04	0,00	0,00	99,86
P14-F-1-3	52,64	17,07	22,51	4,54	2,03	0,17	0,19	0,13	0,56	0,05	0,00	0,04	99,94
P14-B-1-1	51,45	16,25	22,07	5,06	3,32	0,30	0,25	0,14	0,64	0,05	0,00	0,02	99,53
P14-B-1-2	51,44	15,75	21,22	7,81	2,58	0,42	0,18	0,21	0,12	0,08	0,00	0,01	99,83
P14-B-1-3	51,57	16,05	22,10	6,69	2,74	0,39	0,17	0,21	0,18	0,00	0,00	0,01	100,09
P14-A-3-1	53,00	16,89	22,44	4,78	2,17	0,21	0,17	0,10	0,40	0,01	0,00	0,04	100,22
P14-A-3-2	51,36	15,72	22,28	5,94	3,78	0,41	0,19	0,09	0,18	0,08	0,00	0,00	100,04
P14-A-3-3	51,19	15,93	22,38	5,36	3,31	0,38	0,22	0,14	0,43	0,07	0,00	0,00	99,42
P14-A-3-4	50,49	15,29	22,08	6,31	4,29	0,48	0,29	0,13	0,22	0,11	0,01	0,01	99,68

ANEXO 8: Contagens modais de lâminas delgadas.

Rocha/Mineral (%)	MMR-13	MMR-16	VPF1-3	VPF4-1	MMR-08	MMR-05
Augita	38,17	43,8	12,2	-	29,5	24,8
Clorita	20,33	17,8	24	-	5,8	9,6
Plagioclásio	11	9	-	10	7	1,5
Actinolita	-	-	26,3	26,5	-	-
Hornblenda	-	-	-	43,8	-	-
Kaersutita	-	-	30,5	-	-	-
Quartzo	-	-	-	-	7,2	4,2
Epidoto	8,17	11,8	7	13,7	6,3	24,2
Prehnita	13,17	9,7	-	-	-	6,5
Pumpeleíta	0,5	0	-	-	0,5	-
Sericita	5,67	7,2	-	-	-	27,7
Titanita	2,67	0,7	-	3,7	-	-
Opacos	0,33	0	-	2,3	0,8	1,5
Vidro vulcânico	-	-	-	-	42,8	-
Total	100	100	100	100	100	100

ANEXO 9: Mapa de pontos da porção norte do estudo.



ANEXO 10: Comprovante de submissão de artigo para a Brazilian Journal of Geology.

04/04/2018

Gmail - Brazilian Journal of Geology - Manuscript ID BJGEO-2018-0039



Victor Bicalho <bs.victor@gmail.com>

Brazilian Journal of Geology - Manuscript ID BJGEO-2018-0039

1 mensagem

Tatiana Alonso <onbehalf@manuscriptcentral.com>

4 de abril de 2018 22:06

Responder a: secretaria@zeppelini.com.br

Para: bs.victor@gmail.com

Cc: bs.victor@gmail.com, marcus.remus@ufrgs.br, rafaelrizzardo@yahoo.com.br, norberto.dani@ufrgs.br

04-Apr-2018

Dear Ms. Bicalho:

Your manuscript entitled "Geochemistry, metamorphic evolution and tectonic significance of metabasites from Caçapava do Sul, southern Brazil" has been received by the Editorial Office of the Brazilian Journal of Geology.

Please note that this message is not a confirmation of submission, which will only be given once your manuscript is considered to be within the scope and of interest to the journal.

Your manuscript ID is BJGEO-2018-0039.

Please mention the above manuscript ID in all future correspondence or when calling the office for questions. If there are any changes in your street address or e-mail address, please log in to ScholarOne Manuscripts at <https://mc04.manuscriptcentral.com/bjgeo-scielo> and edit your user information as appropriate.

You can also view the status of your manuscript at any time by checking your Author Center after logging in to <https://mc04.manuscriptcentral.com/bjgeo-scielo>.

Thank you for submitting your manuscript to the Brazilian Journal of Geology.

Sincerely,
Brazilian Journal of Geology Editorial Office

BRAZILIAN JOURNAL OF GEOLOGY

**Geochemistry, metamorphic evolution and tectonic
significance of metabasites from Caçapava do Sul, southern
Brazil**

Journal:	<i>Brazilian Journal of Geology</i>
Manuscript ID	BJGEO-2018-0039
Manuscript Type:	Original articles
Date Submitted by the Author:	04-Apr-2018
Complete List of Authors:	Bicalho, Victor; Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências; Remus, Marcus; Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Departamento de Mineralogia e Petrologia Rizzardo, Rafael; Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências Dani, Norberto; Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Departamento de Geodésia
Keyword:	Metabasites, Passo Feio Complex, Geochemistry, Petrography, Metamorphic evolution