

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Filipe Padilha Rodrigues

**PETROLOGIA DOS METAMAFITOS E DIQUES MÁFICOS NOS MÁRMORES
MATARAZZO, SUDESTE DO CINTURÃO DOM FELICIANO, RS**

Porto Alegre

2019

FILIFE PADILHA RODRIGUES

**PETROLOGIA DOS METAMAFITOS E DIQUES MÁFICOS NOS MÁRMORES
MATARAZZO, SUDESTE DO CINTURÃO DOM FELICIANO, RS**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Edinei Koester

Supervisor: Dr. Rodrigo Chaves Ramos

Porto Alegre

2019

CIP - Catalogação na Publicação

Rodrigues, Filipe Padilha
Petrologia dos Metamafitos e Diques Máficos nos
Mármore Matarazzo, Sudeste do Cinturão Dom Feliciano,
RS / Filipe Padilha Rodrigues. -- 2019.
62 f.
Orientador: Prof. Dr. Edinei Koester.

Coorientador: Dr. Rodrigo Chaves Ramos.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,
BR-RS, 2019.

1. Petrologia. 2. Geoquímica. 3. Mármore
Matarazzo. I. Koester, Prof. Dr. Edinei, orient. II.
Ramos, Dr. Rodrigo Chaves, coorient. III. Título.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **PETROLOGIA DOS METAMAFITOS E DIQUES MÁFICOS NOS MÁRMORES MATARAZZO, SUDESTE DO CINTURÃO DOM FELICIANO, RS**, elaborado por Filipe Padilha Rodrigues como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Marcus Remus

Prof. Dr. Giuseppe Betino de Toni

Msc. Guilherme Hoerlle

AGRADECIMENTOS

Primeiro, gostaria de agradecer ao povo brasileiro. Sem a contribuição de todos, não poderíamos manter a indiscutível, para aqueles que gozam de plenas atividades mentais, excelência em educação superior e pesquisa nas universidades federais.

Agradeço ao meu pai, Zivaldo, que primeiro me incentivou e apoiou a entrar para a UFRGS e que, durante todos os dias de minha existência, me foi referência para a vida.

À minha mãe, Ana, que por meio de conselhos e exemplos, sempre me incentivou a evoluir meus conhecimentos.

À minha avó Iolanda, pelo incondicional amor e carinho.

Ao meu orientador, Prof. Edinei, o qual admiro muito pela seriedade, competência e pela pessoa que é. Obrigado pela amizade, paciência e pelas experiências trocadas, tanto em reuniões acerca do presente trabalho quanto nas conversas sobre o futuro incerto do S.C. Internacional.

Ao meu co-orientador Rodrigo, pela amizade, pelo auxílio na etapa de campo e durante a construção do trabalho.

Ao pessoal do grupo de pesquisa: Prof^a Carla, Laércio, Daniel, Ana e Viviane, pela amizade, suporte e troca de ideias.

Por fim, mas não menor em intensidade, agradeço de todo o coração aos amigos que fiz. Jamais os esquecerei. Sempre levarei comigo os momentos e experiências únicas que compartilhamos. A amizade e a confiança que o curso de Geologia nos faz cultivar, não somente em sala de aula e nas tardes de estudo, mas principalmente durante as saídas de campo em grupos pequenos, mas que fazem parte de um trabalho maior são, talvez, a maior lição que levo. Obrigado por ter feito a experiência da graduação algo inesquecível para mim.

“The core of men’s spirit comes from new experiences.”

Into the Wild.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

NC – Nicóis Cruzados

NP – Nicóis Paralelos

CDF – Cinturão Dom Feliciano

Minerais

Tit - Titanita

Ilm - Ilmenita

Anf - Anfibólio

Bt - Biotita

Pl - Plágioclásio

Cpx - Clinopiroxênio

RESUMO

O Cinturão Dom Feliciano representa o setor meridional da Província Mantiqueira, um sistema orogênico formado durante o Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano. Dentro do Cinturão Dom Feliciano, o Complexo Arroio Grande é uma associação meta-máfica-ultramáfica-sedimentar, intrudida por granitoides. O complexo é interpretado como fragmentos metamorizados de um ofiolito relacionado ao fechamento do paleo-oceano Adamastor, cuja abertura ocorreu há 800 até 650 milhões de anos e fechamento de 650 até 550 milhões de anos. No Complexo Arroio Grande, município de Arroio Grande, afloram os Mármore Matarazzo. São mármore calcíticos puros, foliados, que formam dois corpos principais de 300 a 700 metros de extensão por 100 a 250 metros de largura, orientados na direção NE-SW. Nos Mármore Matarazzo ocorrem fragmentos centimétricos a métricos de rochas metamáficas, foliadas ou maciças, indeformadas ou deformadas com estruturas que remetem tanto a regimes reológicos rúpteis quanto dúcteis. Os metamafitos foram classificados de acordo com suas características de campo, petrográficas e geoquímicas, em quatro diferentes grupos de rocha: anfíbolitos, metagabros, gnaisses granodioríticos e xistos magnesianos. Essas rochas podem apresentar zonas de reação com o mármore circundante. Ocorrem também diques indeformados, orientados paralelamente à foliação do corpo, com pouca ou nenhuma zona de reação com o mármore, classificados como diques de diabásio. Os anfíbolitos têm texturas granoblástica média e nematoblástica, marcados respectivamente por andesina+anfíbólio e pela orientação de anfíbólio, baixos teores de sílica (~40% e 45%), afinidade química variando de alcalina a toleítica e apresentam feições de fusão parcial *in situ*. Os gnaisses têm texturas granoblástica média e lepidoblástica, marcadas respectivamente por andesina+biotita e orientação de biotita, alto teor de sílica e afinidade toleítica, com feições de interação com os *melts* oriundos dos anfíbolitos. O metagabro possui textura granoblástica média marcada por clinopiroxênio e bitownita, e lepidoblástica dada pela orientação de biotita, valores baixos de sílica (46%) e afinidade química alcalina. Os xistos magnesianos apresentam intercalação micro- a milimétrica de lentes quartzo-feldspáticas e máficas de granulação fina, tendo afinidade química alcalina. Os diques de diabásio apresentam plagioclásio ripiforme, anfíbólio e clinopiroxênio e textura ígnea, afanítica, com afinidade química alcalina. Os fragmentos de metamafitos representam intrusões básicas em carbonatos em ambiente tectônico de ilha oceânica, metamorizados em fácies anfíbolito superior e rompidos durante os processos geológicos de obdução de crosta oceânica à crosta continental, enquanto os diques de diabásio representam um evento pós-deformacional, já em ambiente continental.

Palavras-chave: Cinturão Dom Feliciano, Complexo Arroio Grande, Matarazzo, Metamafitos, Petrografia, Geoquímica.

ABSTRACT

The Dom Feliciano Belt represents the southern sector of the Mantiqueira Province, an orogenic system formed during the Brasiliano/Pan-Africano Orogenic Cycle. In the Dom Feliciano Belt, the Arroio Grande Complex is an association of meta-mafic-ultramafic-sedimentary rocks, intruded by granitic bodies. The complex is interpreted as remains of an ophiolite related to the closure of the paleo-ocean Adamastor, which occurred between 900 and 550 million years ago. In the Arroio Grande Complex, region of the the city of Arroio Grande, outcrop the Matarazzo Marbles. They are pure calcitic marbles, foliated, which occur in two lenticular bodies 300 to 700 meters long by 100 to 250 meters wide, oriented NE-SW with foliation parallel to the bodies' orientation. In the Matarazzo Marbles occurs centimetric to metric sized, foliated or unfoliated, internally strained or unstrained metamafic rock fragments, with structures that refer to both ruptile or ductile reology regimens. The metamafites were classified, according to its field, petrography and geochemistry characteristics, in four groups: amphibolites, metagabbros, granodioritic gneisses and magnesian schists. These rocks can also present reaction zones with the circundant marble. It also occurs, inside the Matarazzo Marbles, unstrained dykes, oriented in parallel to the marble foliation, with little to no reaction zone with it. The amphibolites presents andesine with medium grained granoblastic polygonal and nematoblastic textures, marked respectively by andesine+amphibole and amphibole preferred orientation, low silica content (between 40% and 45%) and chemical affinity varying between alkaline and tholeiitic, showing *in situ* partial melting features. The gneisses shows medium grained granoblastic polygonal and lepidoblastic textures, marked respectively by andesine+biotite and biotite preferred orientation, high silica content (67%) and tholeiitic chemical affinity, while also appearing to have interacted with the amphibolites' melts which may have affected the rock's silica content. The metagabbros show medium grained granoblastic polygonal and lepidoblastic textures, marked respectively by clinopyroxene+biotite and biotite preferred orientation, low silica content (46%) and alkaline chemical affinity. The magnesian schists show micro- to milimetric, quartz-feldspatic to mafic, very fine to fine grained lenses and alkaline affinity. The diabase dykes shows igneous, ripiform plagioclase, amphibole and clinopyroxene with aphanitic matrix and alkaline affinity. The metamafites represent basic intrusion on carbonates on a ocean-island tectonic setting, metamorphosed under superior amphibolite facies and torn apart during the obduction of the oceanic crust, while the diabase dykes represent a post-deformational event on a continental setting.

Key-words: Dom Feliciano Belt, Arroio Grande Complex, Matarazzo, Metamafites, Petrography, Geochemistry.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1. (A) Dique basáltico boudinado em mármore deformado, metamorfozido em fácies anfibolito (modificado de Hollocher, 2014). (B) Fragmentos de metamafitos nos Mármore Matarazzo. | 14 |
| Figura 2. (A) Mapa esquemático dos principais crátons e faixas móveis do paleocontinente Gondwana Ocidental; (B) Mapa esquemático de correlação do Cinturão Dom Feliciano com cinturões africanos; (C) Mapa geológico esquemático do Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense, com a localização (retângulo preto) das ocorrências do Mármore Matarazzo e das rochas metamáficas estudadas no presente trabalho (modificado de Masquelin <i>et al.</i> , 2012). | 15 |
| Figura 3. Aspecto geral de afloramento dos Mármore e Metamafitos Matarazzo, na Pedreira Matarazzo. | 16 |
| Figura 4. Mapa geológico local dos Mármore Matarazzo. | 21 |
| Figura 5. Fotografia de fragmento de anfibolito. (A) Fotografia de anfibolito sem borda de reação com mármore encaixante; (B) Detalhe de <i>melt</i> sienítico. | 22 |
| Figura 6. Fotografia do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) do Laboratório de Geologia Isotópica, Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências (UFRGS). | 24 |
| Figura 7. Fotografia de componentes do laboratório de Fluorescência de Raios X (FRX). | 25 |
| Figura 8. Fotografias de metamafitos; (A) Metamafito com borda de reação com o mármore encaixante; (B) Anfibolito com <i>melts</i> sieníticos. | 26 |
| Figura 9. Representação esquemática das feições de campo dos metamafitos e diques Matarazzo, e fotos-exemplo. | 27 |
| Figura 10. Fotomicrografia; (A) Lâmina MI-23; textura lepidoblástica, marcada pela orientação de biotitas, e nematoblástica, marcada pela orientação de anfibólios; (B) Lâmina MI-18; textura granoblástica média. | 28 |
| Figura 11. Fotomicrografia (Lâmina MI-18). (A) Zonação em anfibólio (NC, 100 x); (B) Relações de inclusão entre cristais de plagioclásio e anfibólio (NP, 100x). | 28 |
| Figura 12. Fotomicrografia dos anfibolitos. A) Lâmina MI-18; Crescimentos de biotita na borda de cristais de plagioclásio e anfibólio (NC, 50x); B) Lâmina MI-26; Anfibólio alterado para biotita (NC, 100x). | 29 |

| | |
|---|----|
| Figura 13. À esquerda, fotomicrografia (Lâmina MI-18) de textura de franjas de titanita contornando cristais de ilmenita, com crescimento de biotita no contato dos cristais (NC, 100x); à direita, modelo esquemático representando a textura. | 29 |
| Figura 14. Quadro de análise de química mineral em fragmentos de anfibólitos. | 30 |
| Figura 15. Fotografia de afloramento de metagabro, com (A) detalhe de local de amostragem, e (B) contexto do afloramento. | 30 |
| Figura 16. Fotomicrografia (Lâmina MI-28); (A) Textura granoblástica média em metagabro; (B) Textura lepidoblástica em metagabro, aproximadamente paralela à linha azul-claro. | 31 |
| Figura 17. Fotomicrografia (Lâmina MI-28); (A) clinopiroxênio com microcrescimentos internos de biotita (NP, 50x); e (B) feição deformacional em plagioclásio, gerando sub-cristais (NC, 50x). | 31 |
| Figura 18. Fotomicrografia (Lâmina MI-28) de microcrescimentos de biotita em clinopiroxênio, e limites de cristais (NC, 50x). | 32 |
| Figura 19. Quadro de análises de química mineral em fragmento de metagabro. | 32 |
| Figura 20. Fotografia de amostra de gnaisse. | 33 |
| Figura 21. Fotomicrografia (Lâmina MI-17). (A) Texturas granoblástica, em cristais de plagioclásio. nematoblástica, marcada pela orientação de anfibólio reliquiar, e lepidoblástica, marcada pela orientação de biotita produto de hidratação de anfibólio; (B) Detalhe de textura de transformação de anfibólio para biotita, e formação de coroas de titanita em cristais de ilmenita. | 34 |
| Figura 22. Fotomicrografia (Lâmina MI-34); (A) textura granoblástica em banda quartzo-feldspática (NC, 50x), e (B) de agregados de anfibólios (NC, 50x). | 35 |
| Figura 23. Fotomicrografia (Lâmina MI-34) mostrando textura de coroa de titanita em cristal de ilmenita (NC, 50x). | 35 |
| Figura 24. Quadro de análises de química mineral em fragmento de gnaisse. | 36 |
| Figura 25. Fotografia dos xistos magnesianos. A) Afloramento de fragmentos de xisto magnesiano; B) Detalhe de contato com o mármore e vênulação. | 36 |
| Figura 26. Fotomicrografia (Lâmina MI-7) do xisto magnesiano (NC, 2,5x). Destaque para lentes máficas (marrom-claro) e quartzo-feldspáticas. | 37 |
| Figura 27. Fotomicrografia (Lâmina MI-7) dos xistos magnesianos. (A) Detalhe de lente filossilicática, onde a linha vermelha indica a orientação dos cristais marcando textura lepidoblástica (NC, 100x); (B) Detalhe de lente quartzo-feldspática, com a linha vermelha indicando a orientação dos cristais, marcada pelo estiramento dos mesmos (NC, 100x). | 37 |
| Figura 28. Fotografia de afloramento de dique de diabásio. | 38 |

| | |
|--|----|
| Figura 29. Fotomicrografia (MI-25) de diabásio (NP, 100x), com plagioclásio ripiforme formando textura subofítica. | 39 |
| Figura 30. Fotomicrografia (MI-25) de diabásio, com clinopiroxênio formando textura glomeroporfírica (NC, 100x). | 39 |
| Figura 31. Quadro de dados geoquímicos de rocha total, para elementos maiores (expressos em porcentagem peso) e traços (expressos em parte por milhão). O ferro total é expresso como Fe ₂ O ₃ | 40 |
| Figura 32. Quadro de Índice de Alteração Química (CIA=Al ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃ +CaO+Na ₂ O+K ₂ O; Nesbitt & Young, 1982). | 41 |
| Figura 33. Diagrama FMW (Ohta & Arai, 2007) para as rochas metamáficas e dique de diabásio Matarazzo. | 42 |
| Figura 34. Diagramas binários do tipo Harker. | 44 |
| Figura 35. Diagrama <i>spider</i> de elementos traço dos fragmentos metamáficos e dique de diabásio, normalizado para o Manto Primitivo (McDonough & Sun, 1995). | 45 |
| Figura 36. Diagrama <i>spider</i> de elementos traço dos fragmentos metamáficos e dique de diabásio, normalizado para Basaltos de Ilha Oceânica (McDonough & Sun, 1989). | 46 |
| Figura 37. Diagrama TAS (modificado de Cox <i>et al.</i> , 1979) dos metamafitos e dique de diabásio. | 47 |
| Figura 38. Diagrama de afinidade geoquímica de basaltos. (A) Zr/P ₂ O ₅ x TiO ₂ (Winchester & Floyd, 1976), (B) Zr x P ₂ O ₅ (Winchester & Floyd, 1976). | 47 |
| Figura 39. Diagrama TiO ₂ x FeOt de classificação de anfibolitos (Pellogia & Figueiredo, 1991). | 48 |
| Figura 40. Diagrama de classificação geotectônica (modificado de Pearce <i>et al.</i> , 1977). | 48 |

SUMÁRIO

| | |
|--|-----------|
| 1 Introdução..... | 13 |
| 1.1 Problema, premissa, hipóteses e técnicas de solução..... | 14 |
| 1.2 Objetivo..... | 15 |
| 1.3 Localização da área de estudo..... | 15 |
| 1.4 Geologia regional..... | 16 |
| 1.5 Geologia local..... | 18 |
| 1.5.1 Os Mármoreos Matarazzo..... | 20 |
| 2 Metodologia..... | 22 |
| 3 Resultados..... | 25 |
| 3.1 Relações de campo e petrografia..... | 25 |
| 3.1.1 Anfibolitos..... | 26 |
| 3.1.2 Metagabros..... | 29 |
| 3.1.3 Gnaisses granodioríticos..... | 32 |
| 3.1.4 Xistos magnesianos..... | 35 |
| 3.1.5 Diques de diabásio..... | 37 |
| 3.2 Geoquímica..... | 39 |
| 4 Discussões..... | 49 |
| 4.1 Gnaisses granodioríticos e metagabros..... | 49 |
| 4.2 Coroas de titanita em cristais de ilmenita..... | 50 |
| 4.3 Geoquímica..... | 51 |
| 4.4 Anfibolitos: orto- ou paraderivados?..... | 53 |
| 4.5 Geotectônica..... | 53 |
| 5 Conclusões..... | 55 |
| 6 Referências..... | 56 |

1 INTRODUÇÃO

Ofiolitos são restos de litosfera oceânica e rochas sedimentares associadas, tectonicamente desalojados de seu ambiente original e alojados a margens continentais (Dilek & Furnes, 2014), constituindo associações de rochas temporal e espacialmente relacionadas. As primeiras definições de ofiolitos são de Brongniart (1821), que descreveu uma suíte de rochas ultramáficas, gabroicas, diabásicas e vulcânicas nos alpes italianos. Desde então, muitas definições foram criadas e tipos de ofiolitos foram descritos, e essas associações de rochas foram muito importantes para o estabelecimento da Teoria da Tectônica de Placas, durante a década de 1960. De fato, ofiolitos são as únicas evidências de atividade hidrotermal, magmática e tectônica associadas a placas oceânicas com mais de 170 Ma, além de ter uma importante relação com o desenvolvimento da civilização humana devido a ocorrências de minerais e minérios importantes, como cobre, ouro e prata (Dilek & Furnes, 2014).

Os ofiolitos no Brasil são majoritariamente associações máfico-ultramáficas intercaladas tectonicamente, metamorfozadas mais comumente em fácies xisto verde a anfíbolito. Apesar de algumas ocorrências na Província Borborema e no Cráton Amazônico (ocorrências de idades paleo- a mesoproterozoicas, respectivamente), é na Província Mantiqueira onde estão localizadas a maior parte dessas associações de rocha no Brasil. Trata-se de um sistema orogênico neoproterozoico que ocorre nas regiões sul e sudeste do Brasil, desenvolvida durante o Ciclo Orogrênico Brasileiro/Pan-Africano (Almeida *et al.*, 1981; Silva *et al.*, 2005; Heilbron, 2014) e estando relacionada à formação do paleocontinente Gondwana Ocidental, sendo representada pelos orógenos Araçuaí, Ribeira, Brasília, São Gabriel e Dom Feliciano.

O Cinturão Dom Feliciano, no Rio Grande do Sul, representa quase a totalidade do Escudo. É subdividido em grandes domínios principais, a partir de critérios geofísicos e geológicos (Fernandes *et al.*, 1995): Domínios Geofísicos Ocidental, Central e Oriental. São encontradas associações ofiolíticas em todos os domínios geofísicos, tendo ocorrências no Terreno São Gabriel, Cinturão Porongos e Batólito Pelotas (Ramos *et al.*, 2017; Arena, 2017).

Na região sudeste do Domínio Geofísico Oriental, foi definido o Domínio Geofísico Sudeste (Ramos *et al.*, 2014), também denominado de Terreno Jaguarão (Cruz *et al.*, 2018). Nele ocorre o Complexo Arroio Grande, uma associação de rochas meta-ultramáfico-máfico-sedimentares interpretadas (Ramos & Koester, 2015) como fragmentos metamorfozados de um complexo ofiolítico relacionado ao fechamento do paleo-oceano Adamastor, durante o Ciclo Orogrênico Brasileiro/Pan-Africano.

Uma das unidades metassedimentares ocorrentes no Complexo Arroio Grande é denominada Mármore Matarazzo (Philipp & Machado, 2002; Phillip & Silva, 2005; Gerhard, 2015), que aflora como corpos lenticulares de 300 a 700 metros de extensão por 200 a 350 metros de largura, orientados a NE-SW. São mármore calcícticos puros, que apresentam interações com fragmentos imersos, métricos a centimétricos, de rochas metamáficas, diques metatonalíticos e de diabásio, estes últimos indeformados. Os fragmentos imersos, que não apresentam relação estratigráfica entre si definida, apresentam em campo texturas e estruturas variadas que remetem a diferentes contextos tectono-reológicos de formação, e não foram alvo de estudos de detalhe até o momento. Tais relações também são encontradas em mármore ao redor do mundo (Figura 1), o que oferece a possibilidade de comparação de processos evolutivos. No presente trabalho, através de petrografia e geoquímica, os fragmentos metamáficos e intrusões de diabásio nos Mármore Matarazzo serão estudados com o objetivo de interpretar o ambiente geotectônico onde essas rochas tiveram origem e possíveis processos aos quais foram submetidas.



Figura 1: (A) Dique basáltico *boudinado* em mármore deformado, metamorizado em fácies anfibolito (modificado de Hollocher, 2014); (B) Fragmentos de metamafitos nos Mármore Matarazzo.

1.1 Problema, premissa, hipóteses e técnicas de solução

A variedade textural observada em campo remete a diferentes processos de evolução tectônica para os fragmentos máficos nos Mármore Matarazzo. Portanto, é necessário verificar quão diferentes essas rochas são entre si, do ponto de vista mineralógico e químico.

Partindo da premissa que os Mármore Matarazzo foram depositados em uma bacia sedimentar oceânica, as hipóteses a serem testadas a partir dos resultados obtidos são:

- a) Diferentes câmaras magmáticas originaram diferentes pulsos intrusivos nas rochas carbonáticas, e esse pacote de rochas foi obductado posteriormente;
- b) Magmas de diferentes composições, mas com um mesmo magma parental, intrudiram as rochas carbonáticas e esse pacote de rochas foi obductado posteriormente;

As técnicas utilizadas para a resolução do problema e verificação das hipóteses consistem em revisão bibliográfica, trabalho de campo, petrografia (microscopia ótica e eletrônica de varredura) e geoquímica (fluorescência de raios X). Tais técnicas serão descritas com maior detalhe no item 2 (Metodologia).

1.1 Objetivo

O objetivo principal do estudo é a interpretar o ambiente geotectônico onde os fragmentos de rochas metamáficas e diques ocorrentes nos Mármore Matarazzo tiveram origem, bem como processos aos quais foram submetidos. O estudo foi realizado com a classificação dessas rochas de acordo com as suas características mineralógicas, texturais e químicas através da descrição de amostras representativas obtidas durante a etapa de campo, observadas em petrografia e análises químicas.

1.2 Localização da Área de Estudo

A área de estudo localiza-se na Vila Matarazzo, interior do município de Arroio Grande-RS, a qual está aproximadamente 350 km a sul da capital estadual, Porto Alegre. Arroio Grande faz divisa a norte com os municípios de Pedro Osório e Capão do Leão, a leste com o município de Rio Grande, a sul com Jaguarão e a oeste com o município de Herval. Os principais meios de acesso à Vila Matarazzo são a BR-116 e a BR-473.

As melhores exposições dos Mármore Matarazzo e das rochas (meta)máficas associadas consistem em duas pedreiras, Matarazzo e Brasileira, que estão a aproximadamente 5 km de distância uma da outra. Ambas encontram-se em operação, visando a produção de calcário para insumos agrícolas através da mineração e beneficiamento dos mármore.

1.4 Geologia Regional

O Complexo Arroio Grande está situado no Cinturão Dom Feliciano, próximo à fronteira com o Uruguai. Este cinturão representa o setor meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981), um sistema orogênico formado durante a configuração do paleocontinente Gondwana Ocidental, durante o Ciclo Orogrênico Brasileiro/Pan-Africano (Neoproterozoico-Paleozoico Inferior).

No Rio Grande do Sul o Cinturão Dom Feliciano corresponde à quase totalidade da área do Escudo Sul-rio-grandense, com exceção do extremo oeste do Escudo, o qual representa uma porção do Cráton Rio de la Plata (Figura 2). O Cinturão Dom Feliciano tem uma área de aproximadamente 48.000 km² e constitui um registro do orógeno desenvolvido durante o Ciclo Orogrênico Brasileiro/Pan-Africano (Fernandes *et al.*, 1995a; Chemale Jr., 2000; Heilbron *et al.*, 2004; Hartmann *et al.*, 2007; Philipp *et al.*, 2016). Hueck *et al.* (2018) indicam quatro associações petrotectônicas, ocorrentes no setor do Rio Grande do Sul, para o Cinturão Dom Feliciano: (a) bacia de antepaís intracratônica; (b) complexos metavulcano-sedimentares; (c) magmatismo granítico neoproterozoico; (d) bacia de antepaís.

A partir de critérios geofísicos e geológicos (Fernandes *et al.*, 1995a, 1995b; Costa, 1997) o Cinturão Dom Feliciano pode ser dividido em três grandes domínios (Figura 2): Domínio Geofísico Oeste (ou Ocidental), Domínio Geofísico Central, e Domínio Geofísico Leste (ou Oriental). Esses domínios correspondem respectivamente aos terrenos São Gabriel, Tijucas e Dom Feliciano (Chemale Jr., 2000).

A região oriental do Cinturão Dom Feliciano, onde se localiza a área estudada neste trabalho, é dominada pelo Batólito Pelotas. O Batólito Pelotas, também chamado de Terreno Pelotas, foi definido como uma complexa estrutura granítica polifásica, constituída por um conjunto de centenas de batólitos neoproterozoicos de composições diversas, marginada por espessas zonas de cisalhamento de direção NE-SW, estendendo-se descontinuamente desde o SE do estado de Santa Catarina até o Uruguai, tendo aproximadamente 1000 quilômetros de comprimento por 100 quilômetros de largura, no Rio Grande do Sul (Fragoso-César *et al.*, 1986). O batólito é limitado a oeste pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Picada, 1971), que o separa das demais unidades do Escudo Sul-rio-grandense. No Uruguai, seu

limite oeste é representado pela Zona de Cisalhamento Alférez-Cordillera (Masquelin, 1989), que o separa da Nappe Granítica Sierra de Rocha.

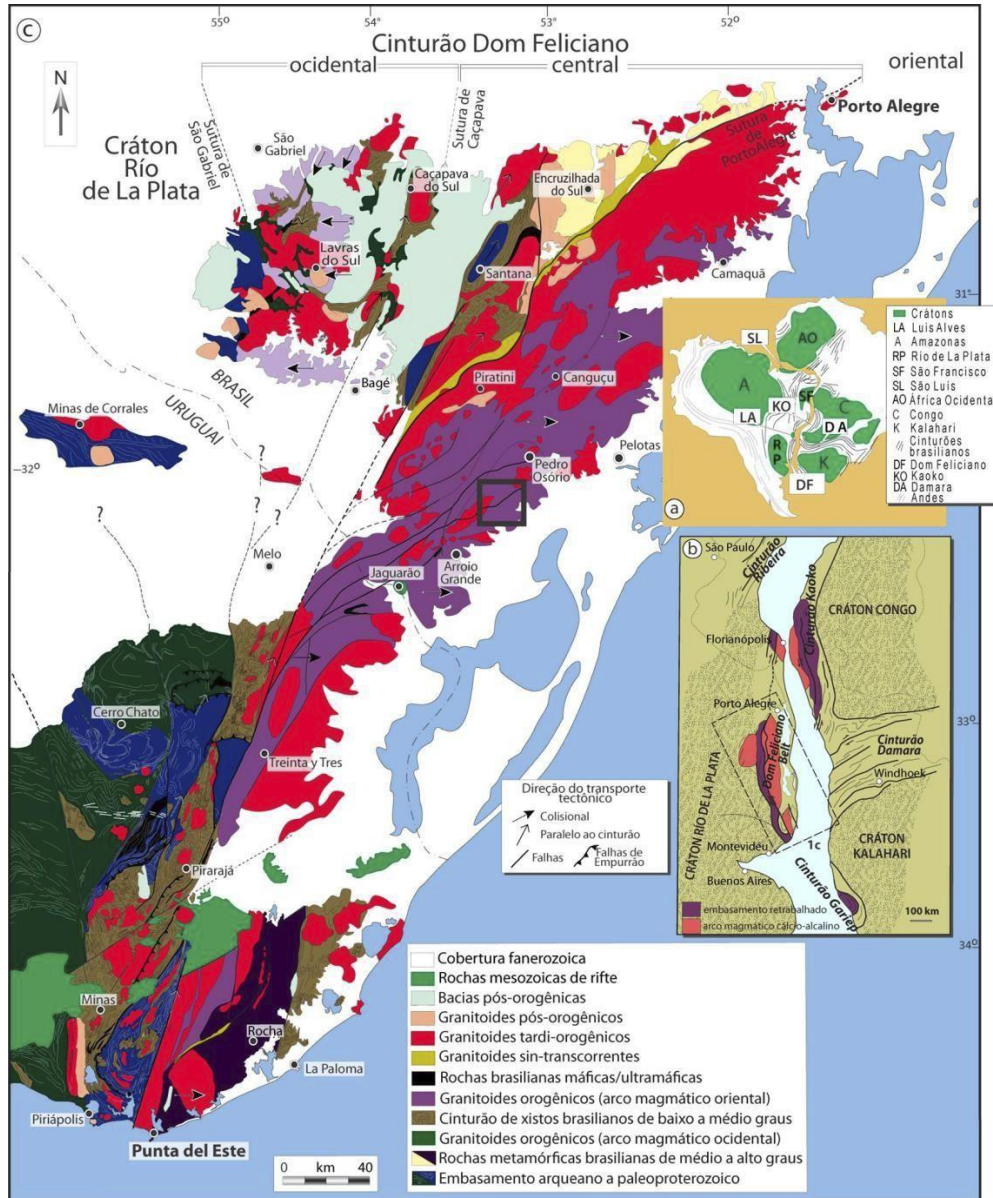


Figura 2: (A) Mapa esquemático dos principais crátons e faixas móveis do paleocontinente Gondwana Ocidental; (B) Mapa esquemático de correlação do Cinturão Dom Feliciano com cinturões africanos; (C) Mapa geológico esquemático do Escudo Uruguai-Sul-Rio-Grandense, com a localização (retângulo preto) das ocorrências do Mármore Matarazzo e das rochas metamórficas estudadas no presente trabalho (modificado de Masquelin *et al.*, 2012).

Recentemente, Ramos *et al.* (2014) propuseram o Domínio Geofísico Sudeste, o qual compreende a porção sudeste do Domínio Oriental. Tal subdivisão foi baseada na diferença da assinatura geofísica desta região e, principalmente, devido a presença de rochas ofiolíticas (Ramos *et al.*, 2018), incluindo as estudadas neste trabalho, posicionadas no limite entre estes dois domínios – separados pelo sistema de zonas de cisalhamento (Ramos *et al.*, 2017)

Ayrosa Galvão - Arroio Grande (Machado *et al.*, 1995) –, sugerindo assim uma sutura tectônica. Esse novo domínio foi denominado de Terreno Jaguarão o qual, segundo Ramos *et al.* (2018), corresponde à extensão em território brasileiro do Terreno Punta del Este (Basei *et al.*, 2005), originalmente restrito ao sudeste do Uruguai.

1.5 Geologia Local

A região de Arroio Grande apresenta uma variedade de litologias e, como mencionado anteriormente, está inserida no contexto do Terreno Punta del Este, no limite com o Terreno Pelotas (Ramos *et al.*, 2017). No Terreno Pelotas ocorre o predomínio de litologias relacionadas ao Complexo Pinheiro Machado, que compreende mais da metade de sua extensão. Também há ocorrências dos Gnaisses Piratini e de granitos tardi-orogênicos da Suíte Dom Feliciano (Philipp, 1998; Cruz *et al.*, 2019; Tambara *et al.*, 2019).

Os granitoides do Complexo Pinheiro Machado (Phillip *et al.*, 2002) apresentam coloração acinzentada, textura equigranular a porfirítica, com predomínio de granodioritos e monzogranitos, onde são comuns as evidências de mistura de magmas e enclaves microgranulares dioríticos a tonalíticos. O Complexo Pinheiro Machado possui afinidade cálcico-alcálica médio a alto-K, de caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso, com idades de cristalização de 633 ± 5 Ma para os pulsos magmáticos precoces a 610 Ma para os pulsos magmáticos tardios, sendo interpretados como granitoides de margem continental ativa (Babinski *et al.*, 1997; Loureiro *et al.*, 2015; Cruz *et al.*, 2019).

Os Gnaisses Piratini ocorrem como xenólitos métricos a quilométricos no Complexo Pinheiro Machado (Fragoso-César *et al.*, 1986) e são gnaisses ortoderivados com texturas granoblástica e lepidoblástica, de composição quartzo-diorítica a granodiorítica, afinidade cálcio-alcálica médio a alto-K, metaluminosos interpretados como fragmentos metamorfizados de granitos de margem continental ativa, com idade U-Pb de magmatismo de 784 ± 4 Ma, e evento metamórfico de grau médio a alto associado, datado a U-Pb em 664 Ma (Tambara *et al.*, 2019).

Próximo à área de estudo, diversas ocorrências de granitoides da Suíte Dom Feliciano são encontradas. Predominam sieno a monzogranitos evoluídos, com afinidade cálcio-alcálica

alto-K a alcalina, com idades magmáticas da ordem de 580 ± 4 Ma (Fragoso-Cesar *et al.*, 1986; Cruz *et al.*, 2019).

Na porção brasileira do Terreno Punta del Este o embasamento é representado pelos Gnaisses Arroio Pedrado. Nesse terreno são encontradas as rochas de origem oceânica do Complexo Arroio Grande e do Complexo Arroio Telho, além de batólitos graníticos como o Granito Três Figueiras, Granito Chasqueiro, Granito Bretanha e Granito Capão do Leão (Philipp *et al.*, 2002; Vieira *et al.*, 2016; Klein *et al.*; 2018; Ramos *et al.*, 2018; Cruz *et al.*, 2019; Vieira *et al.*, 2019; Silva *et al.*, 2019).

Os gnaisses Arroio Pedrado têm composições granodioríticas, foliação metamórfica irregular e descontínua, milimétrica, subvertical, com afinidade geoquímica shoshonítica, representando o magmatismo tardio (680 ± 4 Ma) relacionado a um evento de subducção (Arco Piratini), com metamorfismo de fácies anfíbolito em cerca de 664 Ma (Vieira *et al.*, 2019).

O Complexo Arroio Grande compreende rochas meta-ultramáfico-máfico-sedimentares. Sua porção sul é composta principalmente por rochas metassedimentares, xistos pelíticos de grau médio, intercalados com fragmentos de rochas metaultramáficas e metamáficas de grau médio a alto. Sua porção norte é composta pelos Mármore Matarazzo, bem como por rochas metaultramáficas e metamáficas de grau médio a alto (Ramos & Koester, 2014; Ramos *et al.*, 2017; 2018; 2019a). Os Mármore Matarazzo compreendem lentes de mármore calcíticos que contém fragmentos centimétricos a métricos de rochas metamáficas, por vezes cortadas por diques máficos e intermediários – as rochas estudadas no presente trabalho –, bem como injeções sieníticas (Gerhard, 2015; Ramos *et al.*, 2019b). A proveniência dos xistos pelíticos sugere que a idade máxima de sedimentação foi em torno de 570 Ma (U-Pb em zircão), representando o fechamento final da paleobacia oceânica na sua margem sul-rio-grandense (Beloni *et al.*, 2016). As injeções sieníticas foram datadas em 640 Ma (idade magmática U-Pb), e representam a idade mínima de alojamento de alguns fragmentos ofiolíticos, isto é, em torno de 640 Ma ao menos algumas porções do Ofiolito Arroio Grande já estavam alojadas no continente (Ramos *et al.*, 2018).

O Complexo Arroio Telho (Cruz *et al.*, 2019) é um conjunto de rochas metassedimentares onde predominam xistos e subordinadamente gnaisses, de médio grau. A proveniência dos xistos sugere que a idade máxima de sedimentação foi em torno de 630 Ma (U-Pb em zircão).

O Granito Três Figueiras (Klein *et al.*, 2018) é um corpo granítico alongado a E-W que intrude o Complexo Arroio Grande, podendo ser dividido em duas porções: uma magmática, indeformada, com textura maciça, e a outra deformada, com texturas e estruturas características de deformação dúctil. A primeira apresenta coloração alaranjada, enquanto a segunda apresenta tons mais acinzentados. O granito tem caráter peraluminoso, com muscovita ocorrendo de forma disseminada nas duas porções, enquanto que granada, turmalina e monazita ocorrem de forma subordinada, sendo interpretado como produto de fusão parcial de crosta continental (Philipp *et al.*, 2013; Klein *et al.*, 2018), e idade de cristalização U-Pb de 585 ± 16 Ma (Klein *et al.* 2018) a 573 ± 6 Ma (Cruz *et al.*, 2019).

Os granitos Chasqueiro (Vieira *et al.*, 2016) e Bretanha (Cruz *et al.*, 2019) ocorrem em áreas distintas, sendo ambos porfiríticos com fenocristais de K-feldspato, afinidade cálcio-alcalina alto-K, fonte mista envolvendo manto e crosta, e idades magmáticas similares, respectivamente de 575 ± 6 e 572 ± 6 Ma. O posicionamento dos dois corpos é a sua diferença, uma vez que o Granito Bretanha é maciço, enquanto que o Granito Chasqueiro tem uma foliação magmática subvertical e lineação horizontal, denotando um posicionamento sin-cinemático à Zona de Cisalhamento Arroio Grande (Philipp & Machado, 2002).

O Granito Capão do Leão tem como rochas dominantes sienogranitos altamente diferenciados (70-76 de SiO₂), com granada como mineral varietal, caráter metaluminoso, maciços, com idade de cristalização Pb-Pb em zircão de 578 ± 6 Ma (Philipp *et al.*, 2002).

1.5.1 Os Mármore Matarazzo

Os Mármore Matarazzo (Phillip & Machado, 2002) fazem parte do Complexo Arroio Grande (Ramos & Koester, 2015), formando lentes carbonáticas de 300 a 700 metros de extensão e 100 a 250 metros de largura dentro dos granitoides do Complexo Pinheiro Machado (Loureiro, 2013). As melhores ocorrências registradas dos Mármore Matarazzo estão localizadas em duas pedreiras no interior do município de Arroio Grande - RS, denominadas de Pedreira Matarazzo e Pedreira Brasileira (Figura 3).

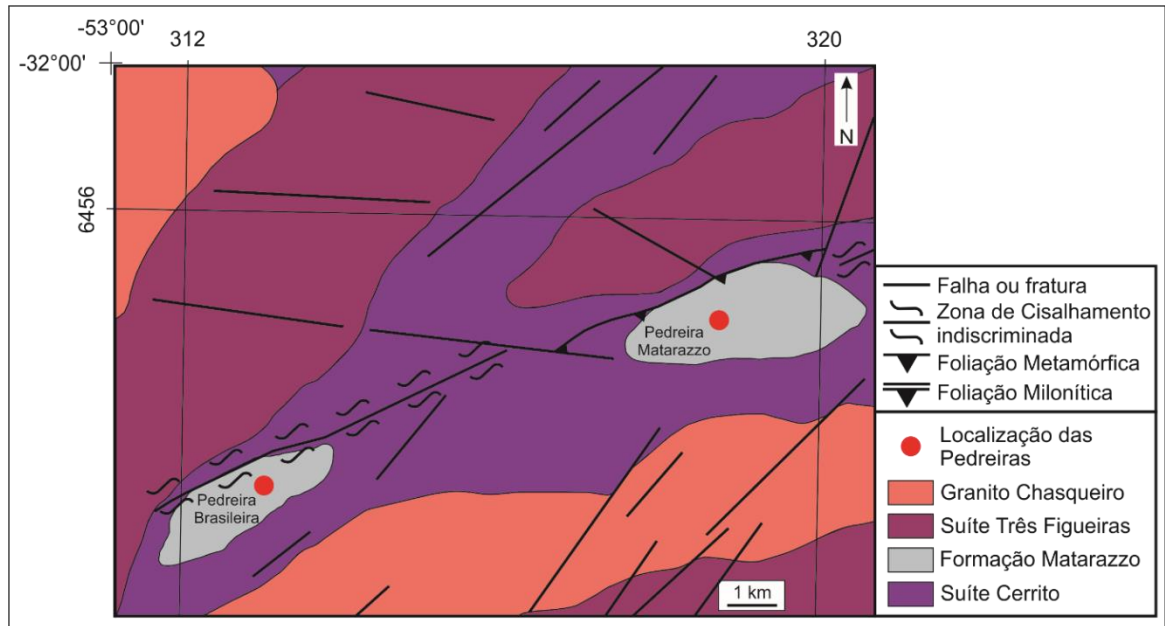


Figura 3: Mapa geológico local dos Mármore Matarazzo (modificado de Cruz *et al.*, 2019).

Fragoso-César (1991) descreveu a ocorrência dos Mármore Matarazzo e suas relações com sienitos e rochas básicas. O autor relacionou, ainda, a deformação observada nos mármore a dois eventos tectônicos, que também atingiram os granitoides Pinheiro Machado: E1 (estágio sin-colisional, com encurtamento e espessamento crustais atingindo fácies metamórfica xisto-verde a anfibolito superior) e E2 (estágio tardi-colisional, com estabelecimento de zonas de cisalhamento sub-verticais e transpressionais NE-SW).



Figura 4: Aspecto geral de afloramento dos Mármore e Metamafitos Matarazzo, na Pedreira Matarazzo.

As lentes de mármore são alongadas a NE-SW (Gerhard, 2015), apresentando foliação interna de direção paralela à orientação das lentes. Tanto na Pedreira Matarazzo quanto na

Pedreira Brasileira, há predomínio de mármore calcítico puro, com fragmentos centimétricos a métricos de rochas metamáficas, granitoides e intrusões de diques máficos (Figuras 4 e 5). Tais rochas possuem uma complexa trama textural e estrutural que remete a diferentes contextos reológicos, mas não apresentam uma relação temporal/estratigráfica bem definida em escala de campo, uma vez que, com a exceção dos diques máficos, ocorrem como fragmentos imersos no mármore encaixante.

Neis (2013) através de estudos de geoquímica mostra que os Mármore Matarazzo são constituídos basicamente por calcita, devido ao alto teor de CaO detectado e também pelos baixíssimos valores de MgO e FeO. Além disso, utilizando técnicas de geoquímica isotópica, postula que os Mármore Matarazzo possuem idade deposicional estimada entre 820 a 870 Ma.

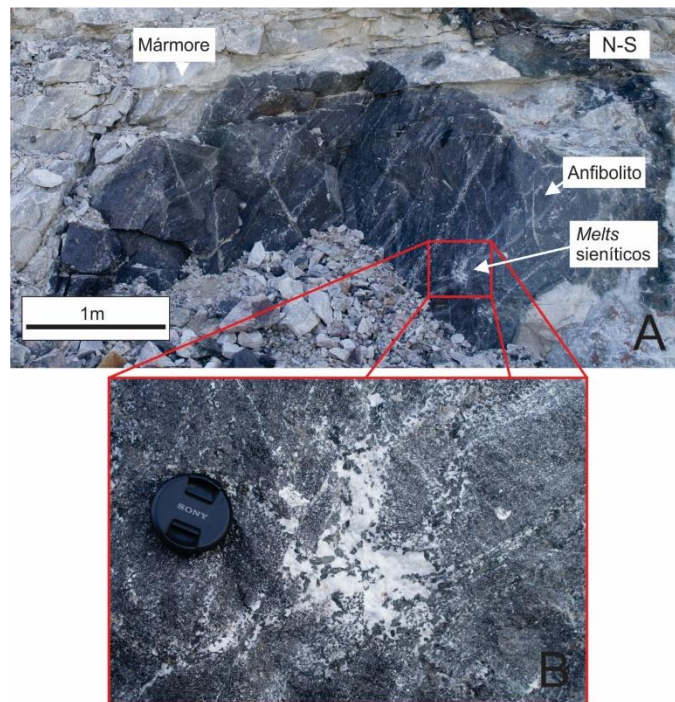


Figura 5: Fotografia de fragmento de anfibolito. (A) Fotografia de anfibolito sem borda de reação com mármore encaixante; (B) Detalhe de *melt* sienítico.

2 METODOLOGIA

Nesse capítulo serão abordadas as metodologias utilizadas durante o desenvolvimento do estudo, bem como as técnicas envolvidas em sua aplicação. A metodologia foi dividida em compilação bibliográfica, trabalho de campo e petrologia.

A etapa de compilação bibliográfica consistiu na pesquisa e compilação do acervo bibliográfico focado na área de estudo, ou seja, a região do Complexo Arroio Grande, onde estão inseridos os Mármore Matarazzo e rochas (meta)máficas associadas, além dos estudos prévios sobre petrografia e geoquímica, bem como mapas geológicos, trabalhos temáticos e teses de mestrado e doutorado. Tal etapa teve início antes da etapa de campo e se estendeu até o final da pesquisa. Essa estratégia de ação facilitou as etapas seguintes

A etapa de campo ocorreu entre 12 e 15 de fevereiro de 2019, tendo como objetivo a documentação e amostragem dos fragmentos metamáficos, aqui chamados de metamafitos, e diques tardios. Para documentá-los, primeiramente foi elaborado um croqui esquemático com os diferentes metamafitos e diques. Posteriormente, os afloramentos foram fotografados, além de terem suas principais características registradas via croqui. Após, foram coletadas amostras devidamente identificadas.

A etapa de pós-campo consistiu na seleção de amostras para laminação e análise química através de fluorescência de raios X, preparação de lâminas petrográficas, análise petrográfica e compilação e interpretação de dados obtidos. Os critérios de seleção para amostras, tanto para laminação quanto para análise química, foram a sua representatividade e menor grau de alteração.

A confecção de lâminas petrográficas seguiu os padrões utilizados pelo Núcleo de Preparação de Amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do IGEO-UFRGS assim como as amostras selecionadas para geoquímica, as quais seguiram o padrão solicitado pelo Laboratório de Fluorescência de Raios X.

Em uma análise petrográfica, é imprescindível o uso de lâminas petrográficas juntamente ao microscópio óptico para caracterizar a mineralogia e texturas de uma rocha. Foram confeccionadas 12 lâminas e todas foram descritas e documentadas através de fotomicrografias.

Além do microscópio óptico, foi utilizado o microscópio eletrônico de varredura (MEV), também do CPGq, para análise semiquantitativa de química mineral, sendo importante para a classificação da rocha em termos de mineralogia e química. O MEV utilizado é o modelo JSM-6610LV, da marca JEOL (Figura 6). A microscopia eletrônica de varredura é uma técnica não-destrutiva que direciona um feixe de elétrons primários de alta energia oriundos de um filamento de tungstênio, aquecido através de corrente elétrica, na

amostra desejada. Os átomos atingidos pelo feixe têm sua eletrosfera perturbada, e a partir dessa interação é possível realizar uma série de análises (catodoluminescência, elétrons secundários, elétrons retroespalhados). A emissão de raios X pelos átomos possibilita a utilização da Espectroscopia de Raios X por Energia Dispersiva (EDS), que ao detectar essa radiação gera um espectro de energia. A identificação do átomo analisado se dá devido à propriedade que cada elemento tem de gerar raios X de energia determinada. Apesar disso, alguns elementos geram espectros que se sobrepõem aos de outros elementos, caracterizando uma limitação do método. Por se tratar de um método analítico semiquantitativo, as análises de química mineral obtidas através do MEV-EDS não são precisas como as geradas por métodos quantitativos, como por exemplo, aquelas feitas em microsonda eletrônica.



Figura 6: Fotografia do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) do Laboratório de Geologia Isotópica, Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências (UFRGS).

A FRX utilizada foi do CPGq, modelo Rigaku (Figura 7). Segundo Beckhoff *et al.* (2007) a FRX é uma técnica analítica quantitativa que analisa e identifica elementos químicos e suas respectivas concentrações, detectando elementos de número atômico maior que 10 ($Z > 10$). Tal análise consiste na irradiação de um feixe de raios X na amostra desejada, ocorrendo interação com a eletrosfera dos elementos, ionizando-os e gerando lacunas na eletrosfera por meio de saltos quânticos, seguido por emissões energéticas pelos elétrons ao retornarem ao seu estado natural de energia. Tal energia é liberada na forma de fótons de raios X, cujo comprimento de onda e frequência são específicos para cada elemento químico. A intensidade dos raios X também é medida, possibilitando a quantificação do elemento que o emitiu, tendo limite de detecção da ordem de 1 a 500 ppm (LFRX, UFRGS, 2017).

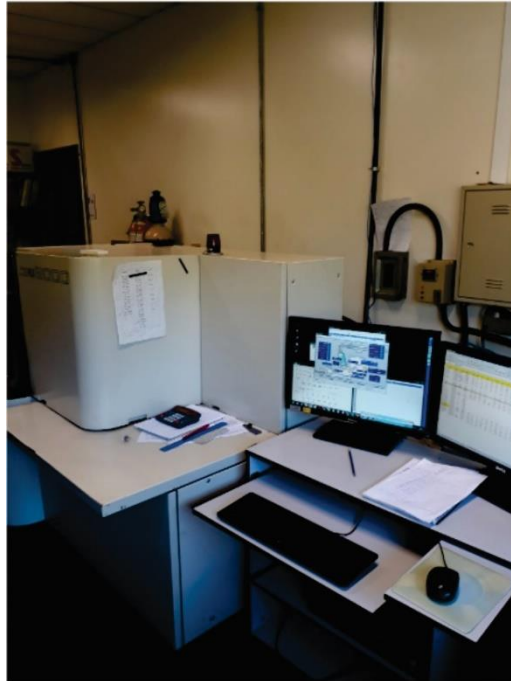


Figura 7: Fotografia do Laboratório de Fluorescência de Raios X (FRX).

3 RESULTADOS

Nesse capítulo, serão apresentados os resultados obtidos a partir da execução das metodologias propostas no Item 2 - Metodologia.

3.1 Relações de Campo e Petrografia

Nessa sessão são apresentados os resultados obtidos em campo e os estudos petrográficos. Durante o trabalho de campo, foi possível definir 5 grupos de rochas melanocráticas de acordo com suas feições de campo (Figura 9), denominadas de Metamafitos Matarazzo.

Através das análises petrográficas foi possível verificar as características semelhantes entre os grupos anteriormente propostos. De acordo com tais semelhanças, foi possível definir cinco grupos principais: anfibolitos, gnaisses granodioríticos, xistos magnesianos, metagabros e diques de diabásio.

Foram realizadas seções de Microscopia Eletrônica de Varredura em três grupos de metamafitos: anfibolitos e gnaisses, onde foram analisados plagioclásio, biotita, anfibólio, óxidos e titanita; e metagabros, onde se analisou plagioclásio, biotita, clinopiroxênio, óxidos e

titanita. Ao todo, quatro lâminas foram analisadas: MI-18, MI-23 (ambas amostras de anfibólito), MI-28 (amostra de metagabro) e MI-34 (amostra de gnaiss).

3.1.1 Anfibólitos

Os fragmentos de anfibólitos são as rochas metamáficas mais abundantes nos Mármorees Matarazzo. Ocorrem nas pedreiras Brasileira e Matarazzo como fragmentos cinza-escuro, métricos a decimétricos, geralmente retangulares ou quadrados, com foliação segundo NE-SW e contatos retos com o mármore encaixante (Figura 8A, B).

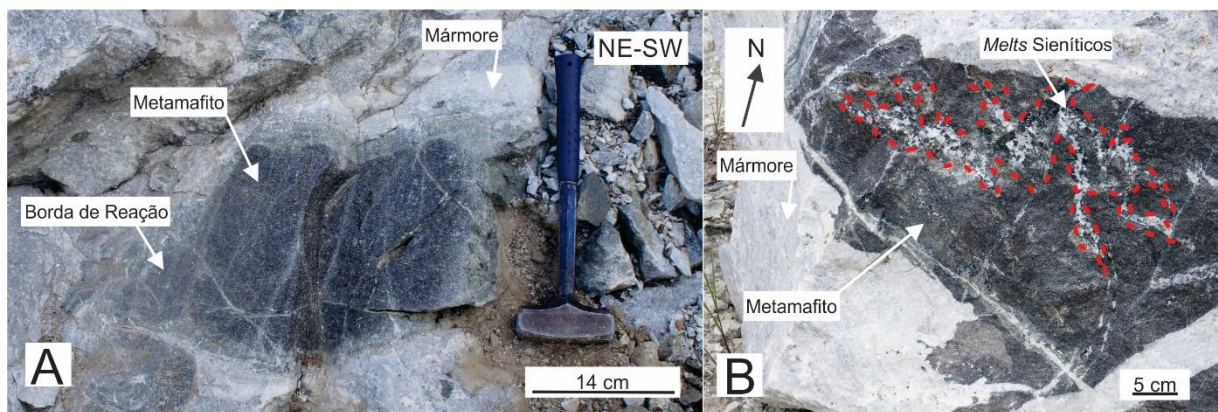


Figura 8: Fotografias de metamafitos; (A) Fragmento de anfibólito com borda de reação com o mármore encaixante; (B) Fragmento de anfibólito com *melts* sieníticos.

Variações dos anfibólitos ocorrem com geometrias variadas, na forma de fragmentos angulosos com contatos graduais com o mármore, dado por auréolas de alteração; *boudins* (ora indicando uma reologia mais rúptil, ora mais dúctil); fragmentos angulosos, com contato reto com o mármore e texturas indicativas de fusão parcial do metamafito, e migração de líquidos (*melt in situ*); e, por fim, fragmentos angulosos não-foliados.

Ao microscópio, observa-se que a textura dominante nos anfibólitos Matarazzo é a granoblástica poligonal média (Figura 10B), com contatos tríplexes entre cristais de anfibólio, plagioclásio, biotita, quartzo e titanita. Localmente ocorre textura lepidoblástica, marcada pela orientação de cristais de biotita, e nematoblástica, marcada pela orientação de cristais de anfibólio (Figura 10A). Os contatos entre os cristais são predominantemente retos.

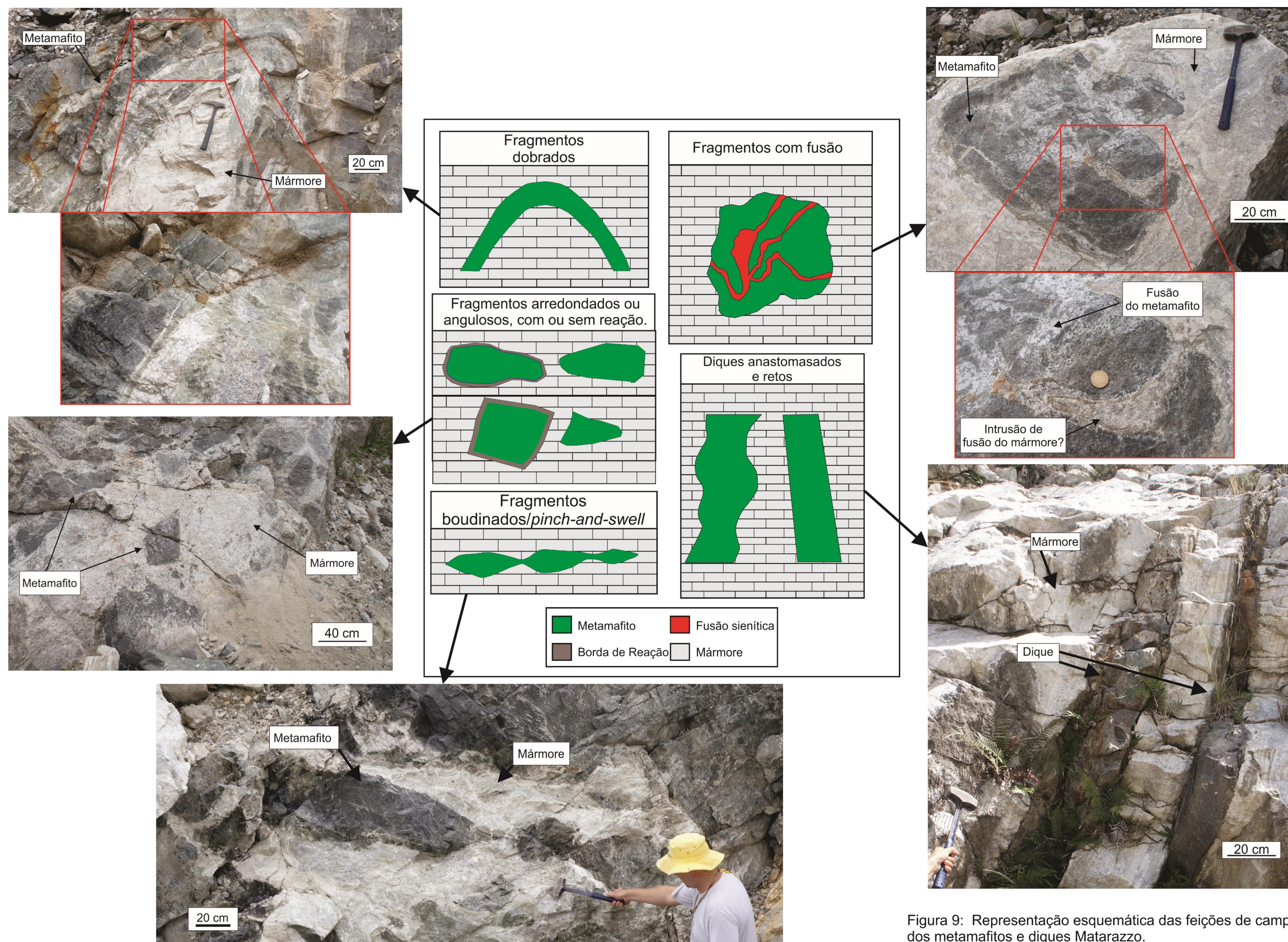


Figura 9: Representação esquemática das feições de campo dos metamafitos e diques Matarazzo.

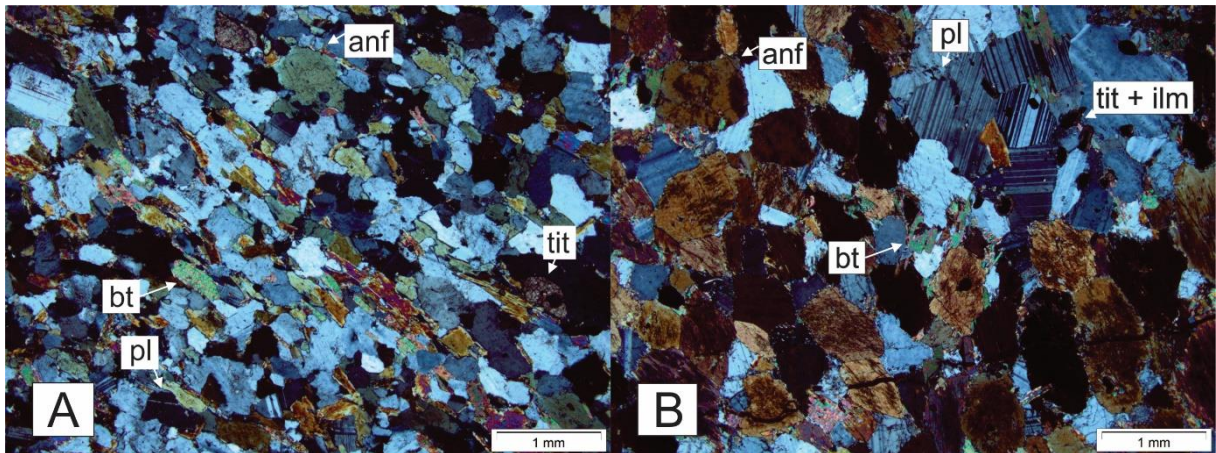


Figura 10: Fotomicrografia; (A) Lâmina MI-23; textura lepidoblástica, marcada pela orientação de biotitas, e nematoblástica, marcada pela orientação de anfibólios; (B) Lâmina MI-18; textura granoblástica média.

A mineralogia é composta por plagioclásio (35 %), anfibólio (30 %), biotita (20 %), quartzo (5 %), K-feldspato (2%) (microclínio mais comum) e titanita (3 %), sendo os acessórios apatita e zircão (2 %).

O plagioclásio frequentemente apresenta maclas bem desenvolvidas, e seus cristais chegam a 0,5 mm. Os cristais são predominantemente subédricos, localmente anédricos e raramente zonados.

O anfibólio pode apresentar até 0,7 mm de diâmetro, comumente subédrico e, subordinadamente, anédrico. Pode também apresentar zonação, e nesses casos o núcleo apresenta cor de interferência marrom, e a borda, verde.

A biotita tem dimensões de até 0,7 mm, apresentando forma subédrica a euédrica. Os cristais de biotita se encontram tanto nos contatos entre cristais de plagioclásio e anfibólio, ou crescendo no interior destes (Figuras 11A e 12). O K-feldspato pode ter até 1 mm de diâmetro, predominantemente subédricos, com maclas em xadrez bem desenvolvidas.

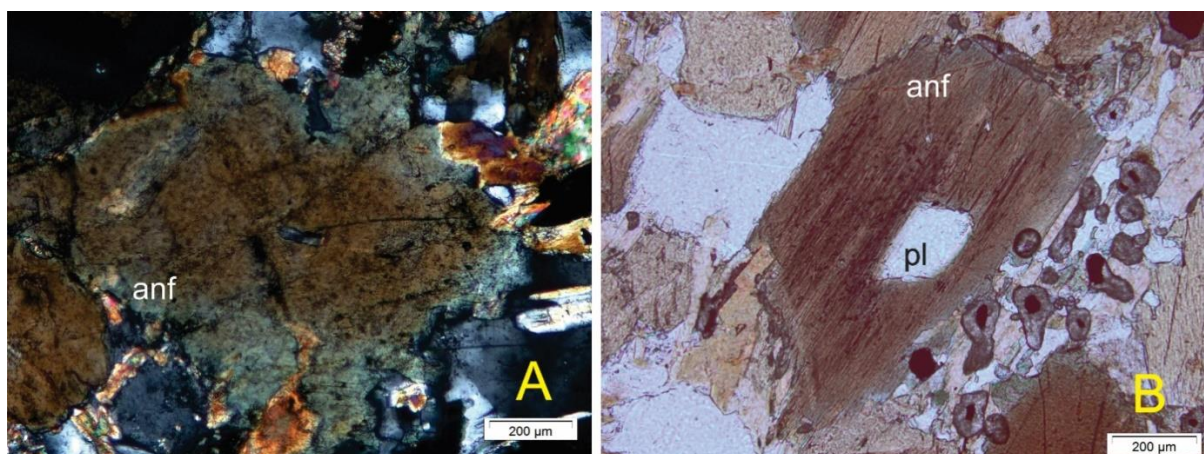


Figura 11: Fotomicrografia (Lâmina MI-18). (A) zonação em anfibólio (NC, 100 x); (B) relações de inclusão entre cristais de plagioclásio e anfibólio (NP, 100x).

O quartzo tem dimensões máximas de 0,3 mm, comumente anédrico. A titanita é geralmente subédrica, indeformada, podendo ter até 0,4 mm de granulação. Quando anédrica, geralmente tem granulação menor, chegando a 0,2 mm.

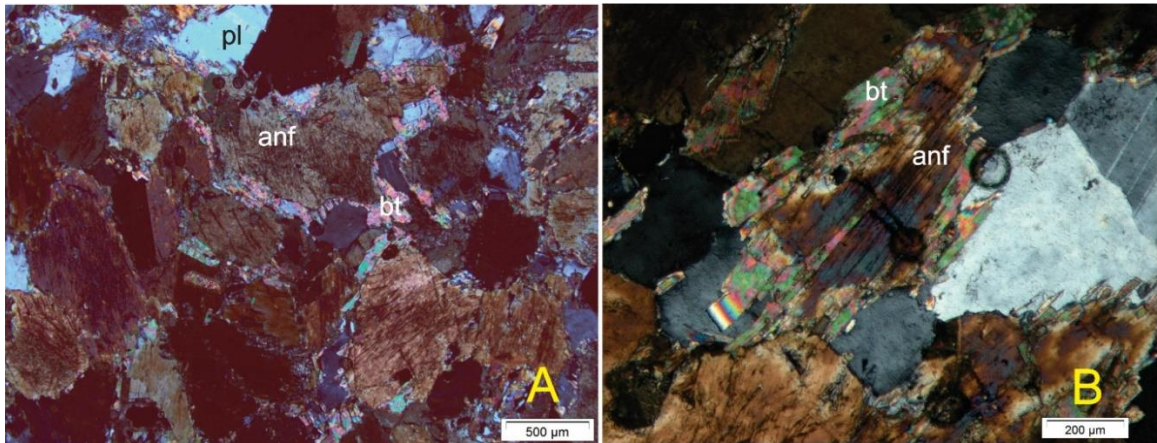


Figura 12: Fotomicrografia dos anfibolitos. (A) Lâmina MI-18; Crescimentos de biotita na borda de cristais de plagioclásio e anfibólio (NC, 50x); (B) Lâmina MI-26; Anfibólio alterado para biotita (NC, 100x).

Assim como observado em feições de afloramento, microscopicamente são observadas variações mineralógicas e texturais nos anfibolitos. A ocorrência de K-feldspato, por exemplo, não foi verificada em todas as lâminas, assim como uma amostra possui clorita como filossilicato ao invés de biotita, apresentando, contudo, as mesmas relações texturais. Por fim, há ocorrências localizadas de ilmenita com auréolas de titanita disseminada pelas lâminas, onde ocorrem crescimentos secundários de biotita (Figura 13).

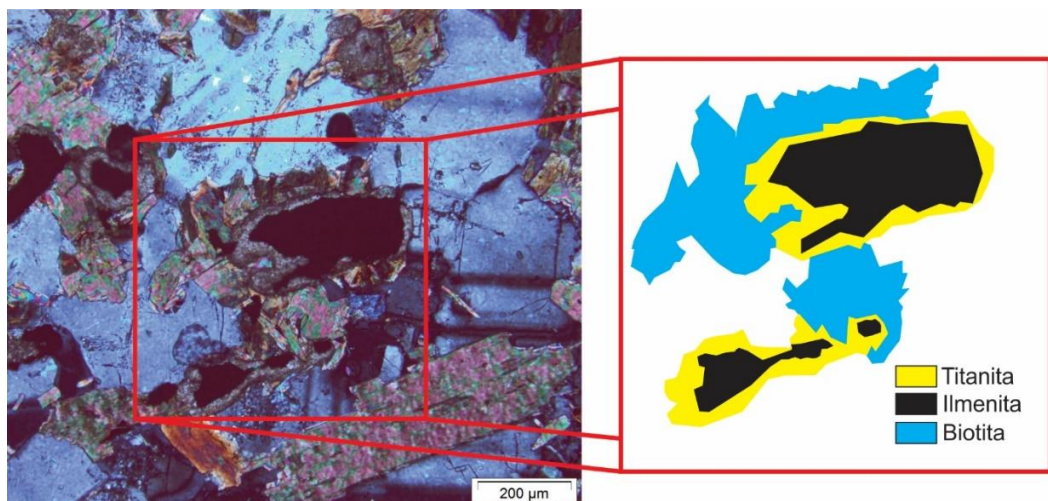


Figura 13: À esquerda, fotomicrografia (Lâmina MI-18) de textura de franjas de titanita contornando cristais de ilmenita, com crescimento de biotita no contato dos cristais (NC, 100x); à direita, modelo esquemático representando a textura.

| | Anfibolitos | | | | | | | | | |
|------------------------------------|--------------|-------|---------|-------|-----------|-------|----------|--------|--------|-------|
| | Plagioclásio | | | | | | | | | |
| | Núcleo | Borda | Biotita | | Anfibólio | | Titanita | | Óxido | |
| SiO₂ | 48,63 | 47,98 | 35,03 | 33,23 | 39,48 | 45,77 | 30,39 | 29,86 | | |
| TiO₂ | | | 0,92 | 1 | 2,66 | | 34,75 | 39,44 | 53,75 | 53,55 |
| Al₂O₃ | 32,85 | 33,18 | 16,90 | 17,5 | 13,27 | 10,39 | 4,59 | 1,03 | | |
| Fe₂O₃ | | | 21,35 | 25,56 | 20 | 18,81 | | | 44,07 | 44,07 |
| MgO | | | 9,06 | 11,05 | 6,25 | 9,76 | | | | |
| CaO | 12,33 | 15,89 | | | 10,65 | 12,69 | 28,66 | 29,68 | | |
| Na₂O | 3,19 | 2,94 | | | 2,43 | 1,37 | | | | |
| K₂O | | | 8,25 | 5,26 | | | | | | |
| MnO | | | | | | | | | 2,18 | 1,83 |
| Total | 97,00 | 99,99 | 91,51 | 93,60 | 94,74 | 98,79 | 98,39 | 100,01 | 100,00 | 99,45 |

Figura 14: Quadro de análise de química mineral em fragmentos de anfibolitos.

3.1.2 Metagabro

Os fragmentos de metagabro são raramente encontrados nas pedreiras Brasileira e Matarazzo. A única ocorrência foi encontrada em meio a uma dobra localizada (Figura 15), onde o metagabro apresentava-se intercalado com o mármore, em camadas decimétricas.

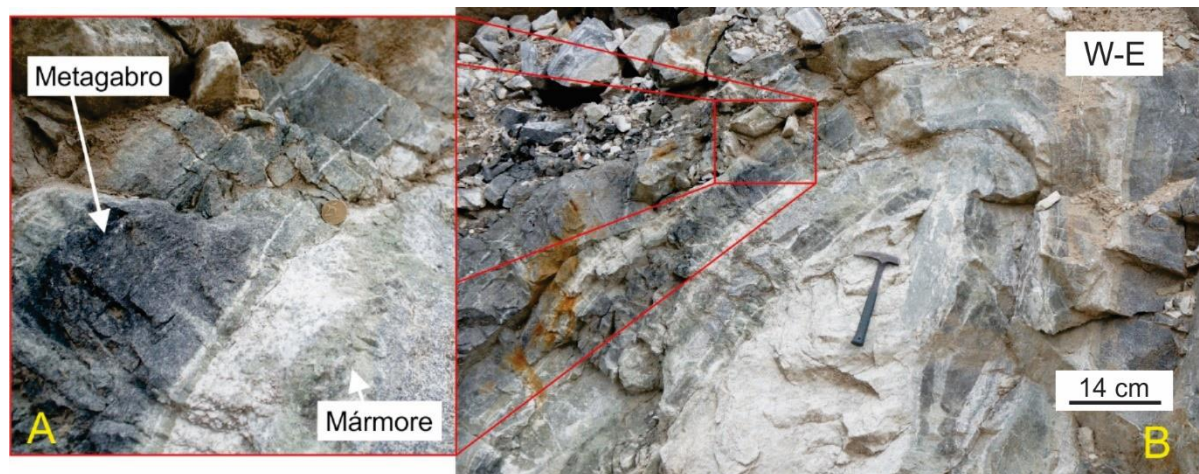


Figura 15: Fotografia de afloramento de metagabro, com (A) detalhe de local de amostragem, e (B) contexto do afloramento.

Ao microscópio, observa-se que a textura dominante é a granoblástica poligonal média (Figura 16A), com contatos tríplexes entre cristais de clinopiroxênio, plagioclásio, biotita, K-feldspato e quartzo. Pode-se observar também a textura lepidoblástica (Figura 16B) marcada pela orientação dos cristais de biotita.

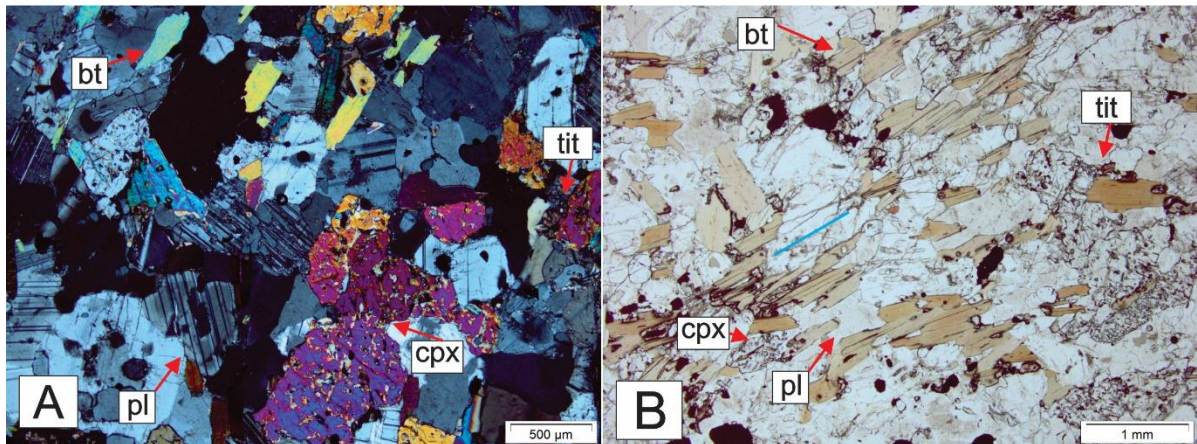


Figura 16: Fotomicrografia (Lâmina MI-28); (A) Textura granoblástica média em metagabro; (B) Textura lepidoblástica em metagabro, aproximadamente paralela à linha azul-claro.

A mineralogia dos metagabros consiste em plagioclásio (34 %), clinopiroxênio (29 %), biotita (26 %), titanita (6 %), K-feldspato (2 %) e quartzo (2 %). A mineralogia acessória é composta por apatita e calcita (1 %).

O plagioclásio frequentemente apresenta maclas bem ou mal desenvolvidas, e seus cristais chegam até 0,5 mm. Sua forma dominante é subédrica, ainda que alguns cristais sejam anédricos. Localmente apresenta zonação. Feições deformativas intracristalinas nos cristais de plagioclásio, gerando subgrãos (Figura 17B) são comuns.

O clinopiroxênio, predominantemente subédrico, pode apresentar até 0,7 mm de diâmetro. Microfraturas nos clinopiroxênios são comuns, onde se observa o crescimento secundário de biotita (Figura 17A).

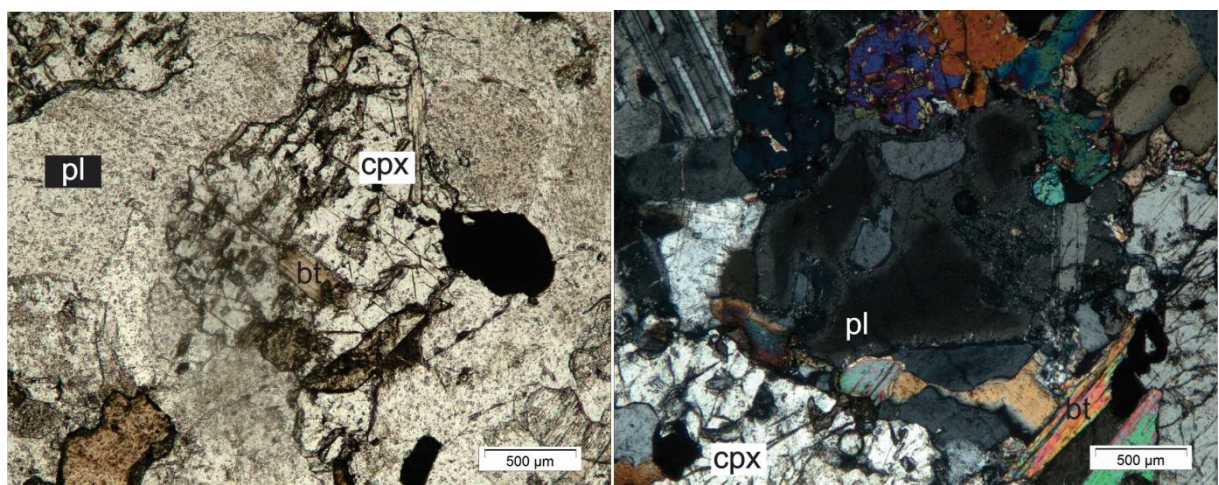


Figura 17: Fotomicrografia (Lâmina MI-28); (A) Clinopiroxênio com microcrescimentos internos de biotita (NP, 50x); e (B) feição deformacional em plagioclásio, gerando sub-cristais (NC, 50x).

O K-feldspato pode chegar a até 1 mm de diâmetro, tendo forma dominante subédrica. Apresenta maclas em xadrez bem desenvolvidas, características de microclínio.

O quartzo pode chegar a 0,4 mm, é intersticial, com forma predominantemente anédrica, podendo ser considerado um mineral tardio. A titanita é geralmente subédrica (Figura 18), chegando a 0,4 mm, mas pode se apresentar anédrica, com granulação menor quando comparada aos casos subédricos. É comum a substituição dessa por biotita.

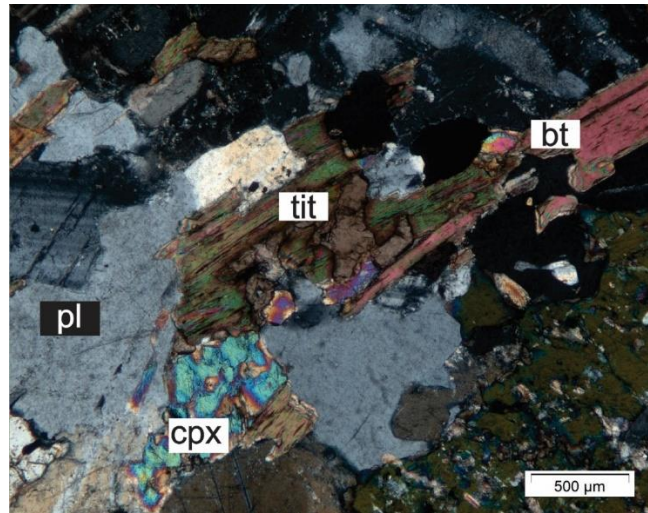


Figura 18: Fotomicrografia (Lâmina MI-28) de microcrescimentos de biotita em clinopiroxênio, e nos interstícios (NC, 50x).

A mineralogia secundária é composta por biotita. Esta, assim como nos anfíbolitos, ocorre em crescimentos no contato entre cristais de clinopiroxênio e plagioclásio, assim como substituindo parcialmente a titanita.

| | Metagabro | | | | | | | | | |
|------------------------------------|------------------|-------|---------|-------|-----------|--------|----------|--------|--------|--------|
| | Plagioclásio | | | | | | | | | |
| | Núcleo | Borda | Biotita | | Piroxênio | | Titanita | | Óxido | |
| SiO₂ | 48,63 | 47,98 | 36,64 | 36,72 | 52,67 | 52,41 | 31,65 | 30,72 | | |
| TiO₂ | | | 1,05 | | | | 34,57 | 37,03 | | |
| Al₂O₃ | 32,85 | 33,18 | 16,65 | 16,46 | | 1,48 | 4,33 | | | |
| Fe₂O₃ | | | 13,06 | 13,82 | 7,21 | 6,59 | | | 44,88 | 51,25 |
| MgO | | | 15,94 | 18,08 | 14,29 | 14,23 | | | | |
| CaO | 12,33 | 15,89 | | | 25,83 | 25,29 | 29,45 | 3,08 | | |
| Na₂O | 3,19 | 2,94 | | | | | | | | |
| K₂O | | | 8,67 | 6,91 | | | | 29,17 | | |
| SO₃ | | | | | | | | | 55,12 | 50,86 |
| Total | 97,00 | 99,99 | 92,01 | 91,99 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 102,11 |

Figura 19: Quadro de análises de química mineral em fragmento de metagabro.

3.1.3 Gnaisses granodioríticos

Dentro dos Mármore Matarazzo, a ocorrência de gnaisses como fragmentos metamorfizados é muito restrita. Em afloramento, são fragmentos decimétricos a métricos caracterizados pela intercalação centimétrica de bandas leucocráticas, quartzo-feldspáticas, e bandas melanocráticas, onde há uma concentração de minerais máficos (Figura 20). Esses fragmentos foram observados em dois contextos distintos: o primeiro em porções dobradas dos mármore, e segundo como fragmentos indeformados, sem sinais de dobramento/falhamento.



Figura 20: Fotografia de amostra de gnaiss.

Ao microscópio, a textura que predomina é a granoblástica poligonal média (Figura 21A e Figura 22A), melhor desenvolvida nas bandas quartzo-feldspáticas que nas bandas máficas. A presença de subgrãos e contatos lobados, mais frequentes em grãos de quartzo, indica absorção de deformação. Nas bandas máficas há predomínio de máficos orientados e a textura dominante é a lepidoblástica, com orientação de biotita, podendo ocorrer textura nematoblástica subordinada (Figura 21A e B). Ocorrem coroas de titanita em cristais de ilmenita disseminados pela rocha.

A mineralogia essencial das bandas quartzo-feldspáticas é constituída por plagioclásio, quartzo, frequentemente com extinção ondulante (às vezes deformado internamente, formando subgrãos), biotita, com granulação fina a média e k-feldspato em quantidade traço. Nas bandas máficas, há predomínio de biotita sobre anfibólio. A proporção modal aproximada

da rocha é de 35% de biotita, 25% de plagioclásio, 20% de quartzo, 7% de anfibólio, 7% de ilmenita, 3% de titanita, 2% de k-feldspato, com apatita como acessório (1%). A proporção de biotita x quartzo+plagioclásio pode variar, no entanto, dependendo da amostra.

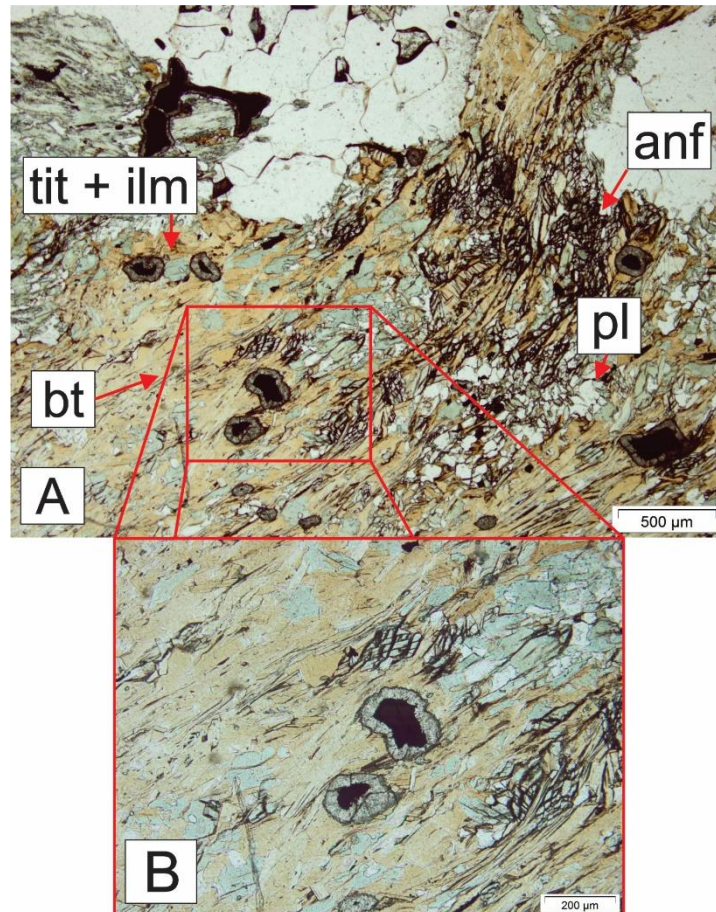


Figura 21: Fotomicrografia (Lâmina MI-17). (A) Texturas granoblástica, em cristais de plagioclásio. nematoblástica, marcada pela orientação de anfibólio relíquiar, e lepidoblástica, marcada pela orientação de biotita produto de hidratação de anfibólio; (B) Detalhe de textura de transformação de anfibólio para biotita, e formação de coroas de titanita em cristais de ilmenita.

O quartzo é anédrico, com cristais de até 1 mm frequentemente apresentando extinção ondulante e possuem contatos lobados que, assim como a formação de subgrãos, evidenciam absorção de deformação. O K-feldspato presente nas amostras é o ortoclásio, com cristais anédricos de até 1 mm, sem maclas. O plagioclásio é anédrico, com 1 mm de diâmetro, raramente apresentando maclas. O anfibólio ocorre com forma subédrica, podendo chegar a 1 mm de diâmetro, sendo comumente orientado e raramente apresentando zonação.

A biotita, geralmente apresentando-se orientada, ocorre como crescimentos na borda de outros cristais ou como produto de transformação de cristais de anfibólio (Figura 21A).

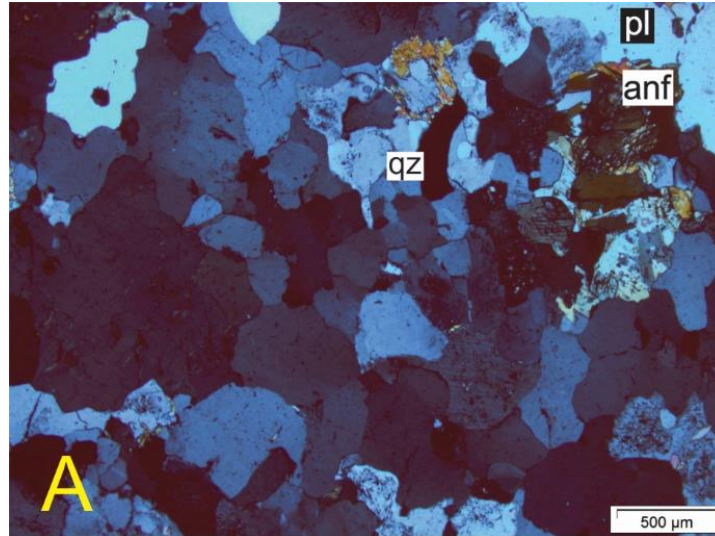


Figura 22: Fotomicrografia (Lâmina MI-34); (A) Textura granoblástica em banda quartzo-feldspática (NC, 50x).

A presença de ilmenita com franjas de titanita (Figura 23) é comum nos gnaisses, variando de granulação entre as amostras, sendo mais comuns e de granulação grossa quando observadas nas bandas máficas, enquanto nas bandas quartzo-feldspáticas se apresentam com granulação fina a média.

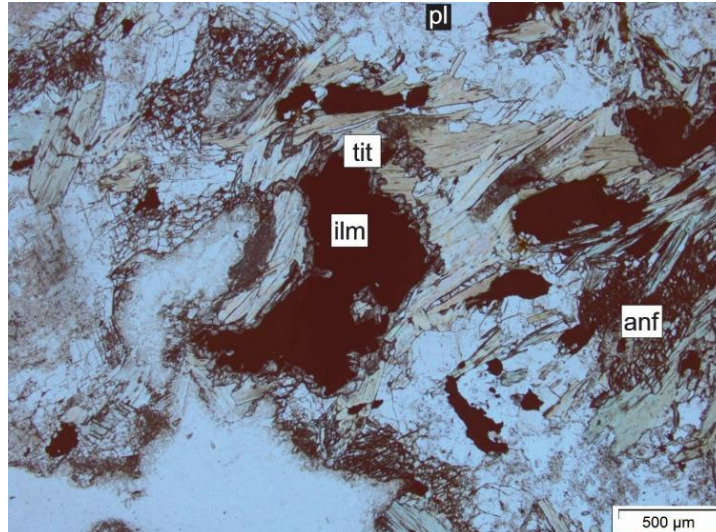


Figura 23: Fotomicrografia (Lâmina MI-34) mostrando textura de coroa de titanita em cristal de ilmenita (NC, 50x).

| | Gnaiss | | Biotita | Anfibólio | Titanita | Óxido | | | |
|------------------------------------|--------------|-------|---------|-----------|----------|--------|--------|--------|-------|
| | Plagioclásio | | | | | | | | |
| | Núcleo | Borda | | | | | | | |
| SiO₂ | 62,95 | 58 | 36,79 | 47,16 | 50,54 | 32,65 | 31,44 | | |
| TiO₂ | | | 1,76 | | | 32,99 | 38,18 | 53,09 | 52,6 |
| Al₂O₃ | 23,16 | 26,47 | 15,75 | 7,88 | 3,27 | | | | 36,83 |
| Fe₂O₃ | | | 21,36 | 16,72 | 15,52 | 5,46 | 1,83 | 37,39 | |
| MgO | | | 9,13 | 12,14 | 14,63 | | | | |
| CaO | 3,87 | 7,99 | | 12,09 | 12,03 | 28,9 | 28,55 | | |
| Na₂O | 10,02 | 7,54 | | | | | | | |
| MnO | | | | | | | | 9,52 | 9,94 |
| K₂O | | | 7,21 | | | | | | |
| Total | 100,00 | 92,46 | 92,00 | 95,99 | 95,99 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 99,37 |

Figura 24: Quadro de análises de química mineral em fragmento de gnaiss.

3.1.4 Xistos magnesianos

As ocorrências de xistos magnesianos nos Mármore Matarazzo são localizadas. São fragmentos de coloração cinza-escuro a preta, homogêneos, com foliação bem desenvolvida (Figura 25). Seus cristais são invisíveis a olho nu, e os xistos não possuem zonas de reação com o mármore visíveis em escala de afloramento. Nessas rochas, é comum a ocorrência de injeções de mármore, concordantes com o plano de foliação.

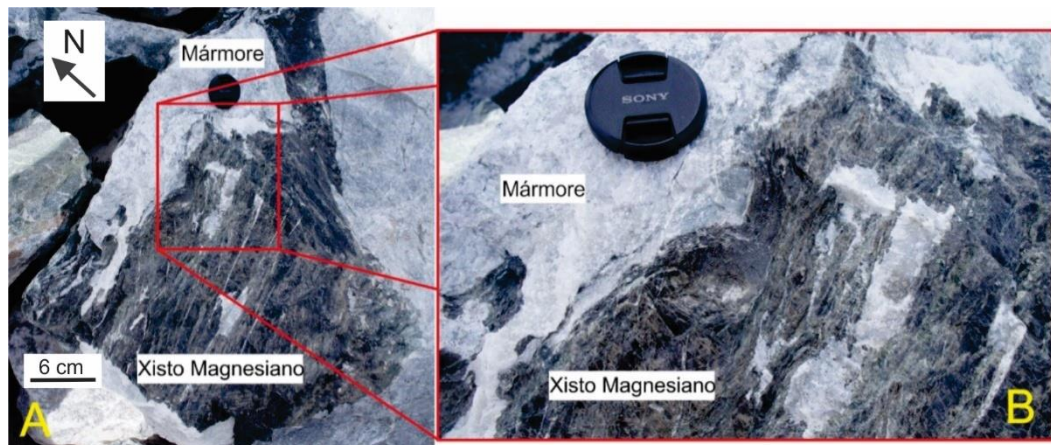


Figura 25: Fotografia dos xistos magnesianos. (A) Afloramento de fragmentos de xisto magnesiano; (B) Detalhe de contato com o mármore e vênulação.

Ao microscópio ótico, os xistos magnesianos são intercalações de lentes micrométricas a milimétricas quartzo-feldspáticas e micáceas, da granulação muito fina a fina. A mineralogia das lentes micáceas é dominada por biotita, enquanto nas lentes félsicas ocorrem quartzo, feldspatos e biotita subordinada (Figura 26). A presença de biotita em ambas

as lentes confere à rocha a textura lepidoblástica, podendo ser observada com mais clareza nos níveis micáceos (Figura 27A) devido à granulação muito fina que estes minerais possuem nas lentes quartzosas.

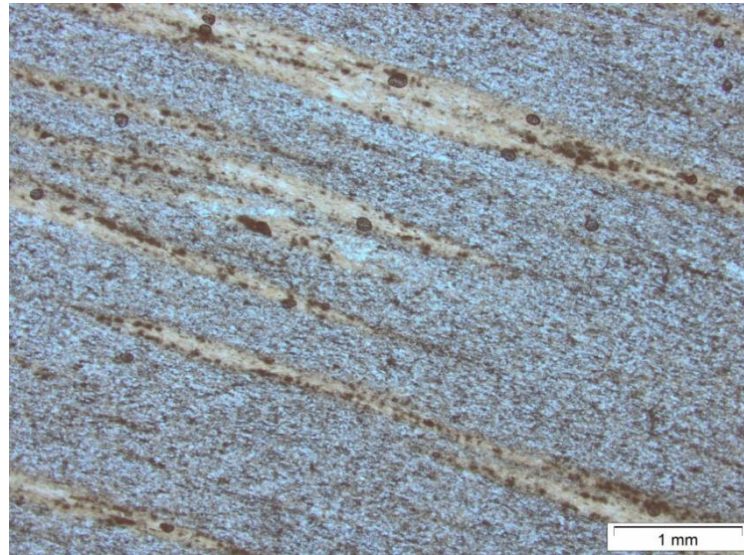


Figura 26: Fotomicrografia (Lâmina MI-7) do xisto magnesiano (NC, 2,5x). Destaque para lentes máficas (marrom-claro) e quartzo-feldspáticas.

Nos níveis quartzo-feldspáticos (Figura 27B), os minerais félsicos, de granulação fina, se mostram estirados e com contatos lobados, estando orientados na mesma direção que os minerais filossilicáticos, que possuem granulação que varia de muito fina a fina. Os níveis máficos são constituídos inteiramente por clorita de granulação muito fina a fina.

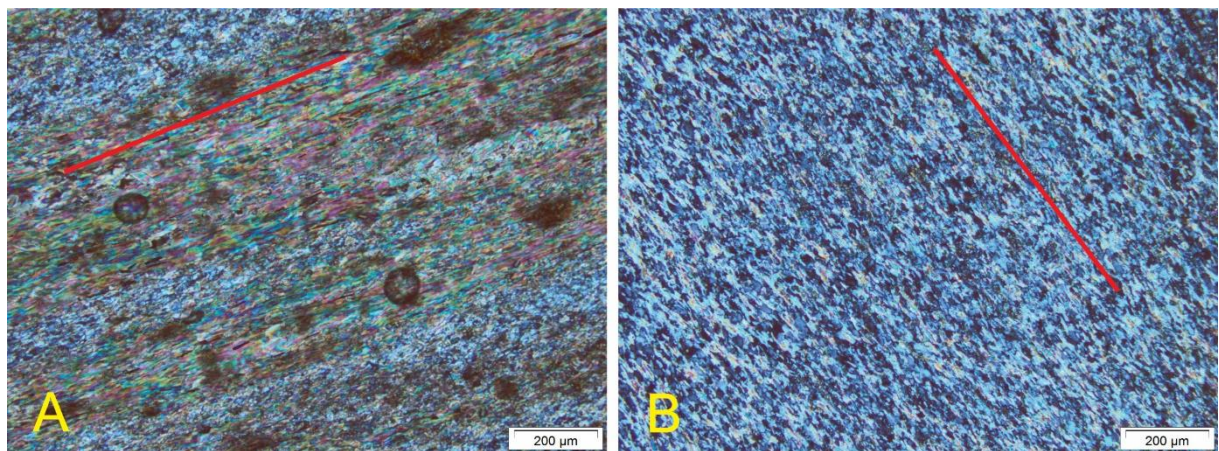


Figura 27: Fotomicrografia (Lâmina MI-7) dos xistos magnesianos. A) Detalhe de lente filossilicática, onde a linha vermelha indica a orientação dos cristais marcando textura lepidoblástica (NC, 100x); B) Detalhe de lente quartzo-feldspática, com a linha vermelha indicando a orientação dos cristais, marcada pelo estiramento dos mesmos (NC, 100x).

3.1.5 Diques de Diabásio

Nos Mármorees Matarazzo ocorrem diques de coloração cinza-escuro a preta, indeformados, sem borda de reação com o mármore, orientado aproximadamente paralelo à foliação geral deste e granulação afanítica (Figura 28). Devido à ausência de texturas macroscópicas que remetem a processos metamórficos, os diques foram classificados como tardios em relação aos metamafitos.

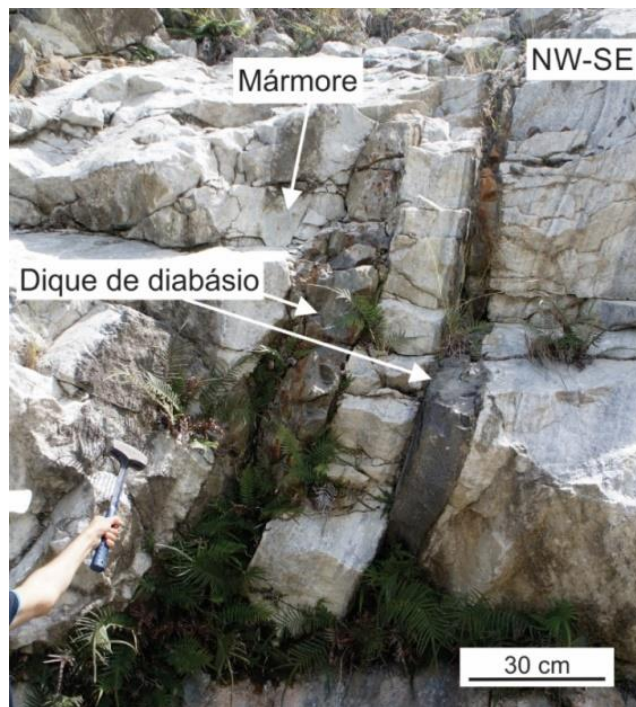


Figura 28: Fotografia de afloramento de dique de diabásio.

No microscópio óptico, os diques de diabásio apresentam textura porfirítica, com matriz fanerítica muito fina composta por plagioclásio, quartzo, óxidos e fenocristais de plagioclásio ripiforme, anfibólio e clinopiroxênio, com mineralogia acessória constituída por apatita (Figura 29). A proporção modal é de 70 % de plagioclásio, 10 % de óxidos, 12 % de anfibólio, 5 % de clinopiroxênio, 2 % de quartzo e 1 % de acessórios.

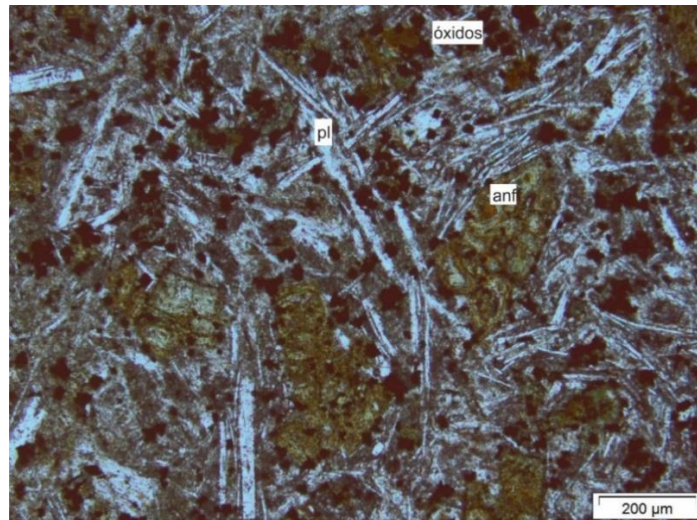


Figura 29: Fotomicrografia (MI-25) de diabásio (NP, 100x), com plagioclásio ripiforme formando textura subofítica.

O contato entre os cristais é reto. Os cristais de plagioclásio se mostram subédricos, ripiformes, muitas vezes formando textura subofítica (Figura 29). A mesma relação ocorre com clinopiroxênio. Não foram encontradas relações de contato ou inclusão entre cristais de anfibólio e clinopiroxênio.

Os cristais de anfibólio possuem forma subédrica e frequentemente ocorrem com certo grau de alteração, com coloração esverdeada. O clinopiroxênio por sua vez possui forma subédrica a euédrica e sem indícios de alteração, muitas vezes ocorrendo em agregados caracterizando textura glomeroporfírica (Figura 30).



Figura 30: Fotomicrografia (MI-25) de diabásio, com clinopiroxênio formando textura glomeroporfírica (NC, 100x).

3.3 Geoquímica

Nesse capítulo serão apresentados gráficos produzidos através da interpolação de dados obtidos através da análise de elementos maiores e traço de amostras dos Metamafitos Matarazzo.

A Figura 31 mostra os dados obtidos através da Fluorescência de Raios X, em 10 amostras.

- Os anfibolitos apresentam teores de SiO_2 que seguem uma tendência inversamente proporcional à dos valores de Fe_2O_3 e MgO , podendo indicar que os protólitos possuem um magma parental em comum. Os metagabros, que possuem uma mineralogia semelhante à dos anfibolitos mas com clinopiroxênio ao invés de anfibólio, possuem uma composição química que se assemelha com a dos anfibolitos em alguns óxidos como SiO_2 , Al_2O_3 e MgO , mas em outros, como FeO , CaO e Na_2O , apresenta-se bem diferente (Figura 34).

| Amostra | MI-2 | MI-18 | MI-19 | MI-23 | MI-26 | MI-7 | MI-22A | MI-25 | MI-28 | MI-34 |
|-------------------------|------------|------------|------------|------------|------------|-------|--------|----------|-----------|--------------------------|
| Rocha | Anfibolito | Anfibolito | Anfibolito | Anfibolito | Anfibolito | Xisto | Xisto | Diabásio | Metagabro | Gnaiss Granodiorítico |
| SiO_2 | 42,38 | 44,96 | 41,42 | 50 | 43,02 | 48,96 | 50,47 | 37,14 | 45,99 | 67,51 |
| TiO_2 | 4,56 | 2,52 | 4,71 | 2,04 | 1,7 | 1,03 | 0,61 | 3,51 | 0,9 | 0,83 |
| Al_2O_3 | 10,67 | 14,62 | 9,9 | 16,25 | 15,92 | 18,45 | 16,79 | 14,4 | 17,01 | 8,69 |
| Fe_2O_3 | 19,12 | 16,19 | 19,41 | 11,42 | 13,12 | 9,66 | 6,88 | 14,08 | 8,18 | 8,74 |
| MnO | 0,31 | 0,23 | 0,33 | 0,21 | 0,17 | 0,19 | 0,11 | 0,17 | 0,08 | 0,4 |
| MgO | 7,82 | 6,9 | 8,54 | 5,17 | 7,59 | 9,46 | 10,03 | 7,6 | 6,42 | 3,76 |
| CaO | 9,52 | 8,33 | 10,4 | 8,29 | 12,65 | 2,85 | 9,39 | 9,41 | 15,32 | 4,97 |
| Na_2O | 2,87 | 3,63 | 2,31 | 4,08 | 2,59 | 2,71 | 2,46 | 4,34 | 0,98 | 1,38 |
| K_2O | 1,54 | 1,6 | 1,24 | 1,38 | 0,96 | 4,98 | 1,2 | 1,8 | 2,63 | 2,21 |
| P_2O_5 | 0,79 | 0,28 | 0,74 | 0,48 | 0,27 | 0,21 | 0,15 | 1,14 | 0,39 | 0,28 |
| LOI | 0,47 | 0,74 | 1,01 | 0,68 | 2,03 | 1,41 | 1,92 | 6,42 | 2,11 | 1,23 |
| Ba | | 166,2 | | 335,4 | | 158,8 | 263,4 | | 1503,2 | 1810,5 |
| Rb | 40,1 | 59,7 | 37,2 | 39,8 | 19,6 | 591,4 | 40,5 | 10 | 58,9 | 55,1 |
| Sr | 289,8 | 528,2 | 684,5 | 668 | 714,6 | 448,5 | 592,5 | 1149,1 | 1090,3 | 430,3 |
| Zr | 231,9 | 156,2 | 235,4 | 2,1 | 154,8 | 145,7 | 129 | 314 | 138,7 | 101,3 |
| Nb | 6,6 | 6,8 | 6,2 | 11,5 | 26,6 | 14,8 | 9,1 | 42,1 | 7,8 | 8,1 |
| Ni | 34,5 | 61,5 | 37,2 | 14,3 | 58,7 | 185,6 | 157,5 | 95,5 | 27,2 | 59,7 |
| Zn | 155,8 | 89,6 | 139,2 | 121,7 | 60,4 | 245,6 | | 70,3 | 61,2 | 95,8 |
| Cr | 21,3 | 91,8 | 37 | 34,5 | 125,3 | 544,4 | 511,2 | 192,4 | 38,8 | 105,8 |
| Y | 75,7 | 41,5 | 75,2 | 29,3 | 26,6 | 81,1 | 14 | 23,5 | 15,5 | 33,4 |

Figura 31: Quadro de dados geoquímicos de rocha total, para elementos maiores (expressos em porcentagem peso) e traços (expressos em parte por milhão). O ferro total é expresso como Fe_2O_3 .

- Os gnaisses são as rochas de maior teor de SiO_2 dos grupos de metamafitos, com 67 %. A maioria dos demais óxidos se apresenta empobrecidos, quando comparados com os outros grupos de metamafitos, com a exceção do Fe_2O_3 .
- Os xistos magnesianos possuem os maiores teores de MgO dos metamafitos, bem como altos valores de Al_2O_3 e CaO , refletindo a sua mineralogia rica em clorita e feldspatos.
- Os diques de diabásio tiveram um LOI considerável, o que compromete em partes a análise dos dados. Os teores de MgO , Fe_2O_3 , CaO , MnO e Al_2O_3 obtidos foram semelhantes aos dos anfibolitos.

| | Rocha | Al_2O_3 | CaO | Na_2O | K_2O | CIA |
|--------|------------|-------------------------|--------------|-----------------------|----------------------|---------|
| MI-2 | Anfibolito | 10,67 | 9,52 | 2,87 | 1,54 | 43,374 |
| MI-18 | Anfibolito | 14,62 | 8,33 | 3,63 | 1,6 | 51,8808 |
| MI-19 | Anfibolito | 9,9 | 10,4 | 2,31 | 1,24 | 41,5094 |
| MI-23 | Anfibolito | 16,25 | 8,29 | 4,08 | 1,38 | 54,1667 |
| MI-26 | Anfibolito | 15,92 | 12,65 | 2,59 | 0,96 | 49,5641 |
| MI-7 | Xisto | 18,45 | 2,85 | 2,71 | 4,98 | 63,6426 |
| MI-22A | Xisto | 16,79 | 9,39 | 2,46 | 1,2 | 56,2668 |
| MI-25 | Diabásio | 14,4 | 9,41 | 4,34 | 1,8 | 48,0801 |
| MI-28 | Metagabro | 17,01 | 15,32 | 0,98 | 2,63 | 47,3289 |
| MI-34 | Gnaisse | 8,69 | 4,97 | 1,38 | 2,21 | 50,3768 |

Figura 32: Quadro de Índice de Alteração Química ($\text{CIA} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; Nesbitt & Young, 1982).

De modo a identificar possíveis alterações na química das rochas causadas por intemperismo, foi combinado os dados de CIA (Figura 32, Nesbitt & Young, 1982) com o diagrama FMW (Figura 33, Ohta & Arai, 2007).

O diagrama FMW (Figura 33) mostra que a maioria das amostras, com exceção da amostra de gnaisse e da amostra MI-7 (xisto magnesiano), apresentam um grau mínimo de alteração química por intemperismo. Segundo Nesbitt & Young (1982), os valores CIA ideais para basaltos apresentam um range entre 35 e 45. As amostras de anfibolitos, diabásio e metagabro apresentam valores entre esse range ou pouco maiores, indicando pequena ou nenhuma alteração por intemperismo. Granodioritos apresentam valores entre 45 e 55, estando o gnaisse granodiorítico dentro desse range.

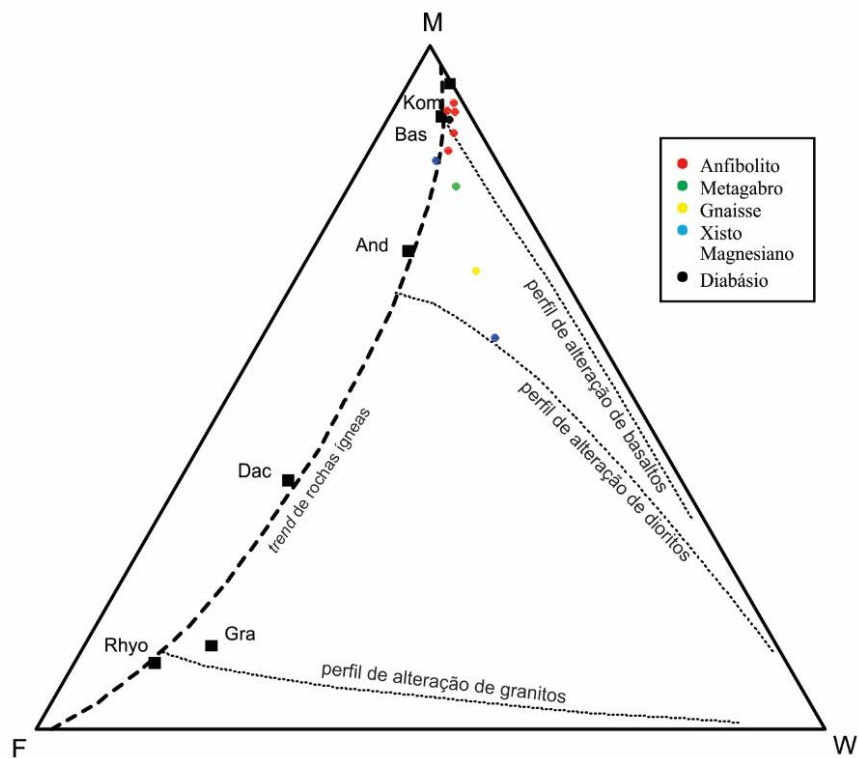


Figura 33: Diagrama FMW (Ohta & Arai, 2007) para as rochas metamáficas e dique de diabásio Matarazzo.

Ao se plotar os dados químicos obtidos em diagramas binários (Figura 34), é possível observar a formação de *trends* e campos composicionais para os grupos de metamafitos.

- Os anfibolitos, que possuem mais amostras analisadas, formam *trends* bem definidos na maioria dos diagramas. Com a exceção dos diagramas de Al_2O_3 (Figura 34G) e Na_2O (Figura 34H), os *trends* mostram um comportamento de empobrecimento do óxido comparado proporcional ao enriquecimento de SiO_2 . A amostra de gnaiss analisada é a mais contrastante de todos os grupos, mais enriquecida em SiO_2 em comparação às demais amostras.
- As amostras de xisto magnésiano possuem químicas semelhantes de tal maneira que suas posições nos gráficos são muito parecidas, ainda que contrastantes com as amostras dos outros grupos.
- A amostra de metagabro possui uma química que, em alguns diagramas, se assemelha à dos anfibolitos, mas em outro se mostra intermediária entre estes e os xistos magnésianos.

O diagrama do tipo *spider* (Figura 35 - McDonough & Sun, 1995), normalizado para o manto primitivo, mostra um padrão com uma tendência horizontal para os metamafitos e dique de diabásio, mostrando que a geoquímica de traços para essas amostras é na maioria dos

elementos analisados, semelhante, sendo que todas as amostras são predominantemente enriquecidas nos elementos analisados em relação ao padrão utilizado.

O diagrama do tipo *spider* (Figura 36 - McDonough & Sun, 1989), normalizado para basaltos de ilhas oceânicas (OIBs) assim como o diagrama *spider* discutido no parágrafo anterior, mostra um padrão com uma tendência horizontal para os metamafitos e dique de diabásio, compatível com o padrão esperado para rochas formadas em ambiente geotectônicos de ilha oceânica. Além disso, os teores obtidos a partir das análises são semelhantes ao padrão para rochas formadas nesse contexto.

- Os anfibolitos se mantém num range bem definido, com a única anomalia bem definida sendo de Zr na amostra MI-23. O grupo se mostra geralmente depletado em Nb em relação aos demais grupos.
- A amostra de diabásio é, em relação aos demais grupos, empobrecida em Rb e enriquecida em Nb, Sr, P e Zr.
- As amostras de xisto, assim como os anfibolitos, possuem um range bem definido, à exceção de uma anomalia positiva de Rb na amostra MI-7. Em relação aos demais grupos, os xistos possuem os menores valores de P, Ti e Y.
- As amostras de metagabro (MI-28) e de gnaiss (MI-34) possuem padrões muito parecidos. Ambas possuem os maiores valores de Ba em relação aos demais grupos.

O diagrama TAS (Figura 37, Cox *et al.*, 1979) indica que a maioria das amostras tem afinidade alcalina.

- Todas as amostras de anfibolitos possuem, de acordo com o diagrama, afinidade alcalina. Todavia, estão dispersas em diferentes campos de rocha, estando a maioria no campo dos basaltos.
- Os xistos magnesianos possuem rochas de afinidades distintas. A amostra MI-7 possui afinidade alcalina, estando no campo dos sieno-dioritos. A amostra MI-22A possui afinidade sub-alcalina, estando no campo dos gabros.
- A amostra de gnaiss possui afinidade sub-alcalina, estando no campo dos granodioritos.
- A amostra de metagabro possui afinidade alcalina, estando no campo dos gabros.
- A amostra de diabásio possui afinidade alcalina.

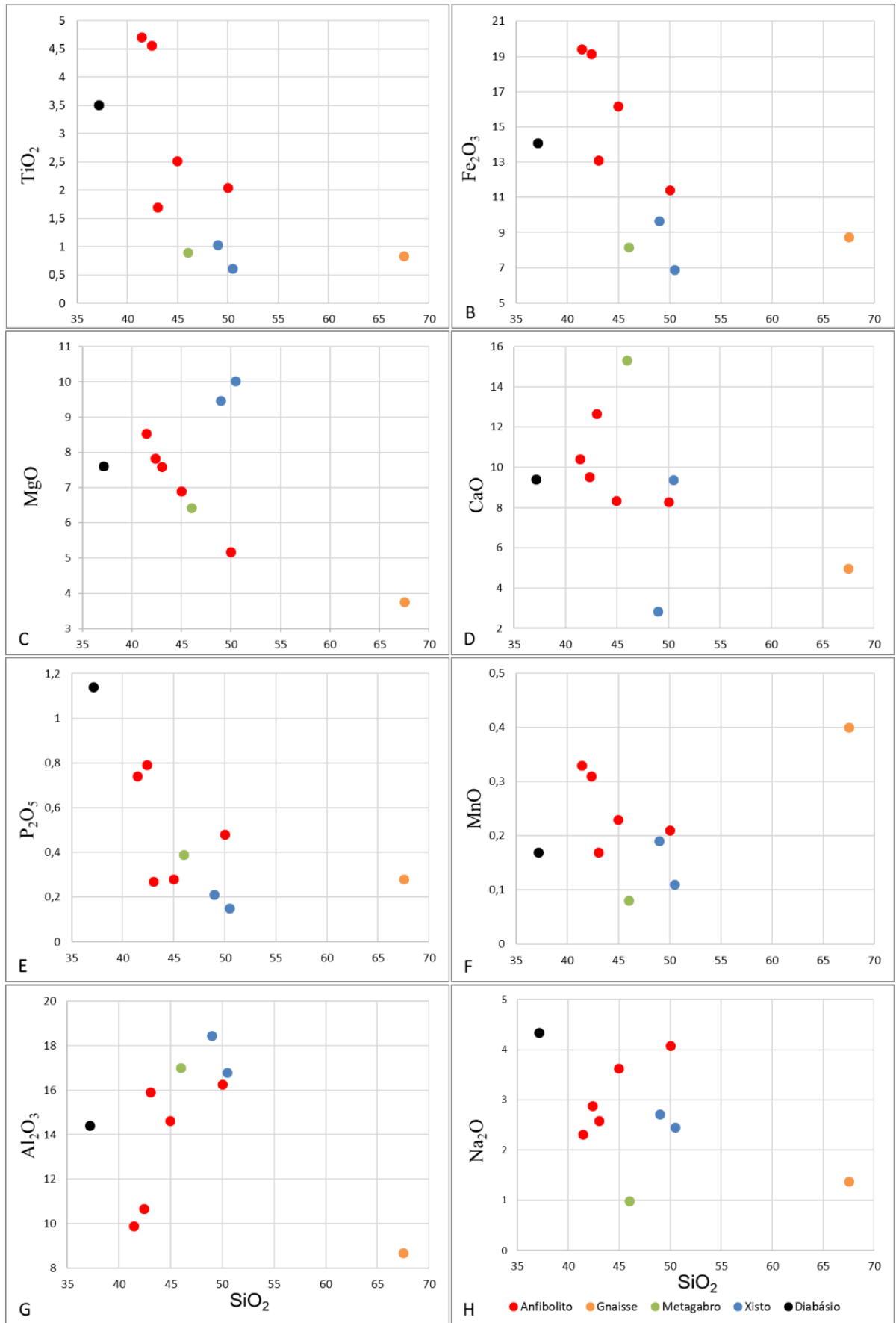


Figura 34: Diagramas binários do tipo Harker.

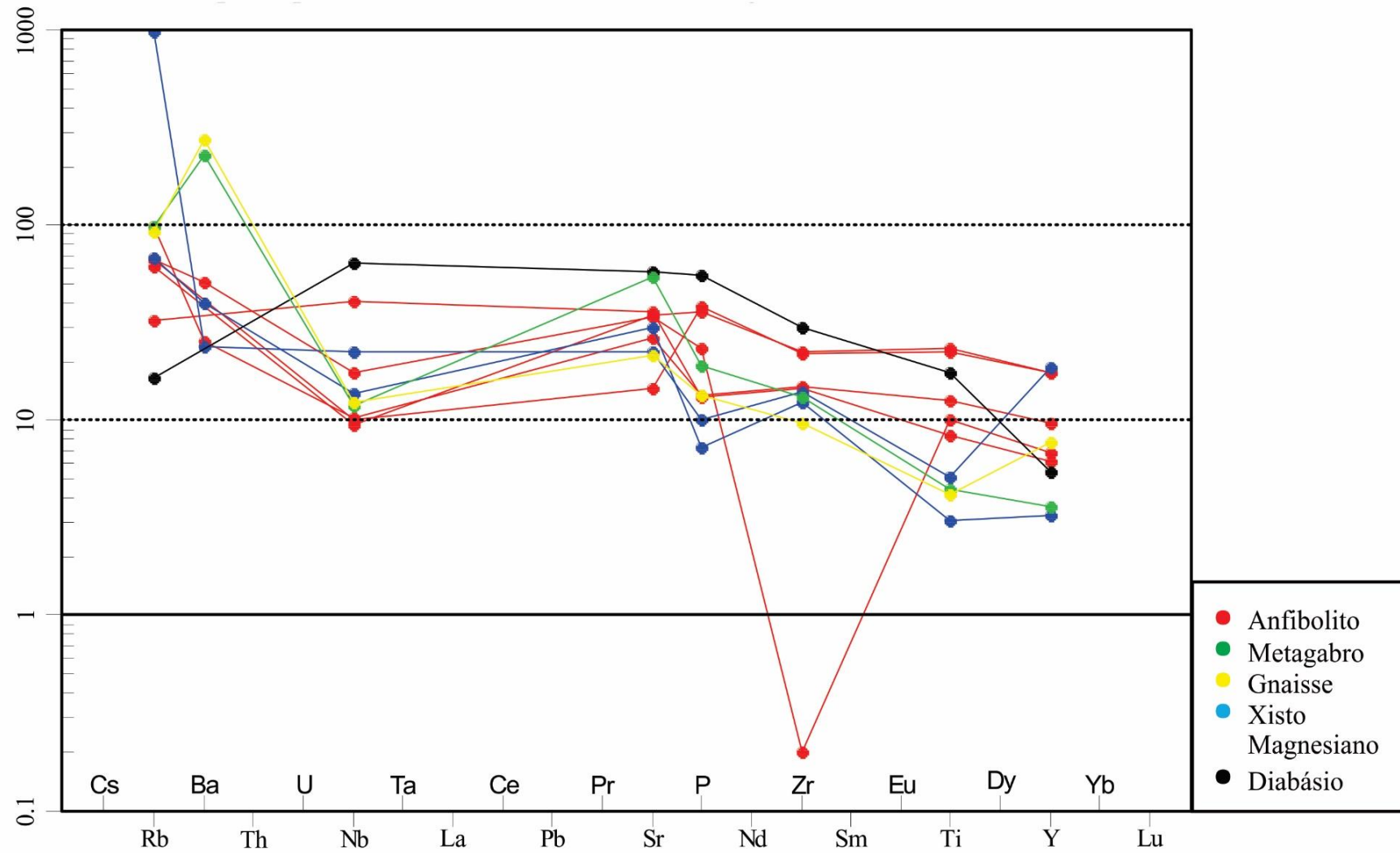


Figura 35: Diagrama *spider* de elementos traço dos fragmentos metamáficos e dique de diabásio, normalizado para o manto primitivo (McDonough & Sun, 1995).

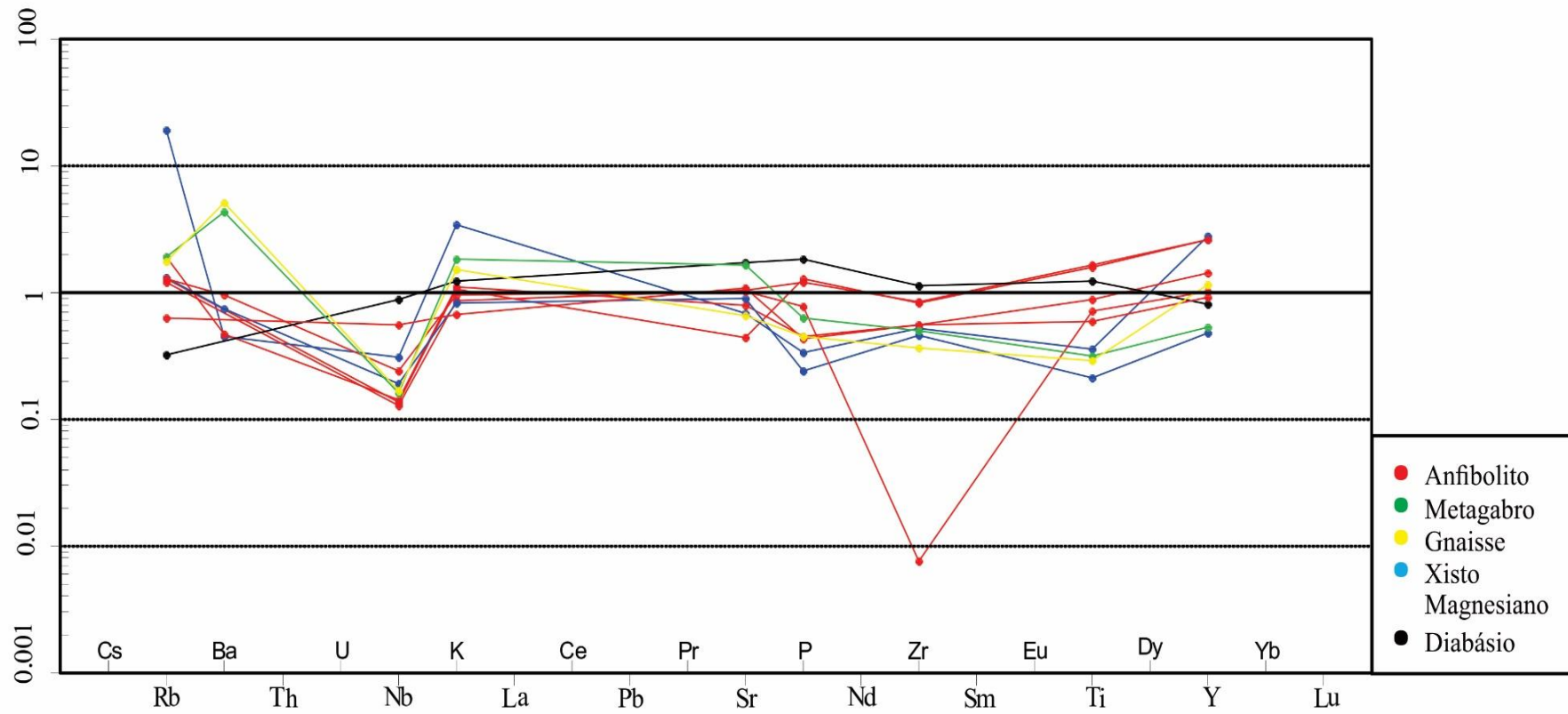


Figura 36: Diagrama *spider* de elementos traço dos fragmentos metamáficos e dique de diabásio, normalizado para basaltos de ilha oceânica (McDonough & Sun, 1989).

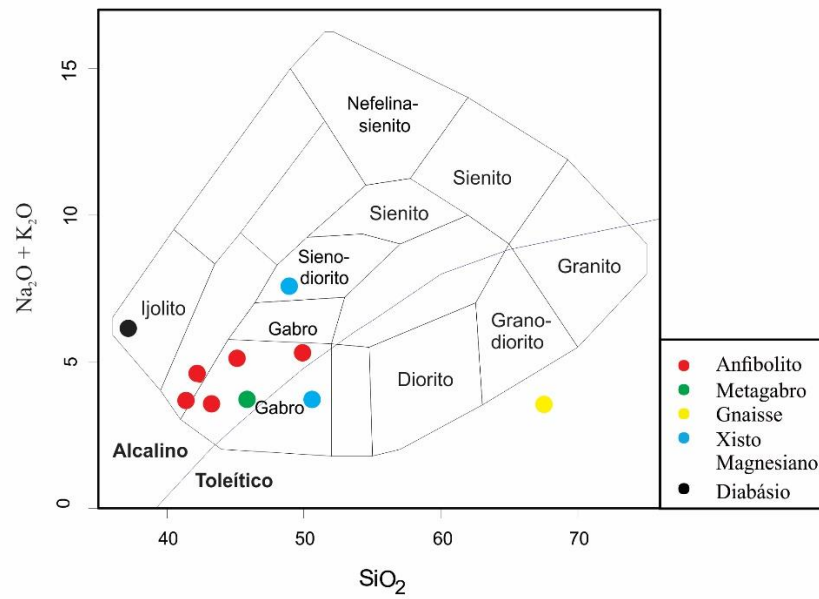


Figura 37: Diagrama TAS (modificado de Cox *et al.*, 1979) dos metamafitos e dique de diabásio.

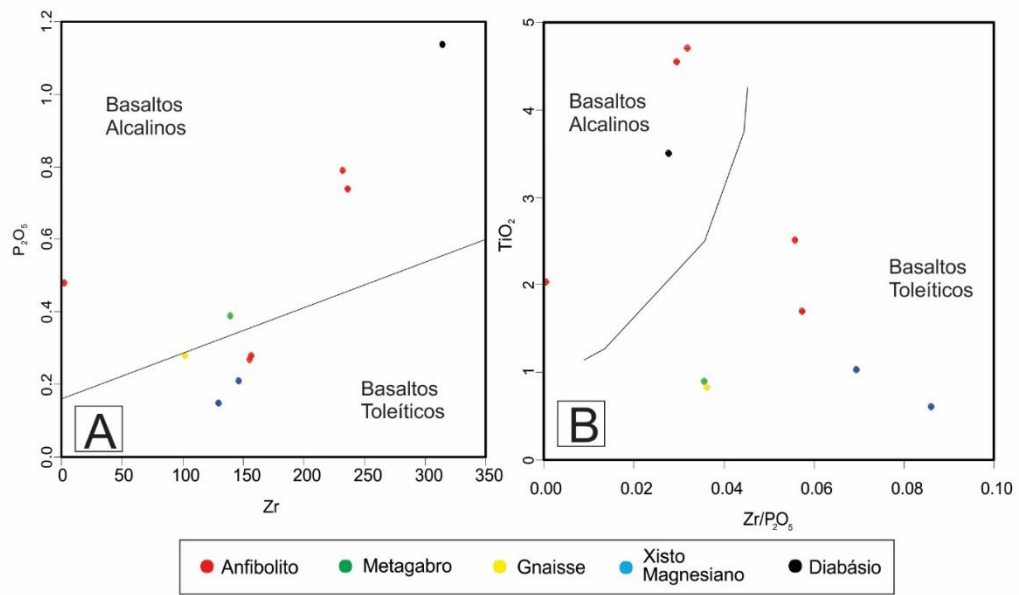


Figura 38: Diagrama de afinidade geoquímica de basaltos. (A) $Zr/P_2O_5 \times TiO_2$ (Winchester & Floyd, 1976), (B) $Zr \times P_2O_5$ (Winchester & Floyd, 1976).

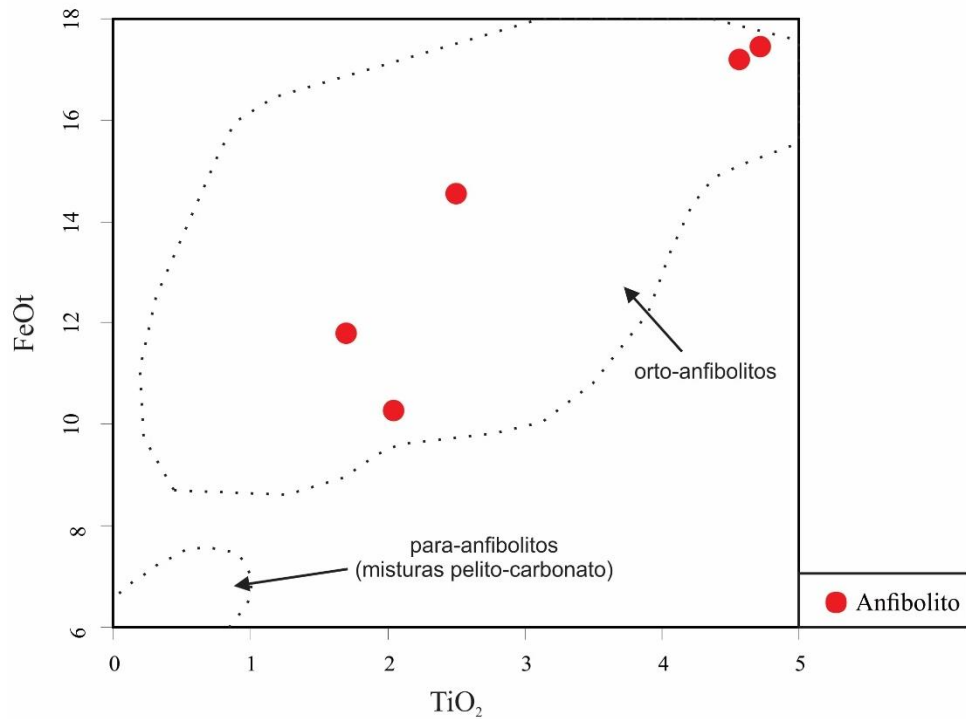


Figura 39: Diagrama TiO_2 x $FeOt$ de classificação de anfibolitos (Pellogia & Figueiredo, 1991).

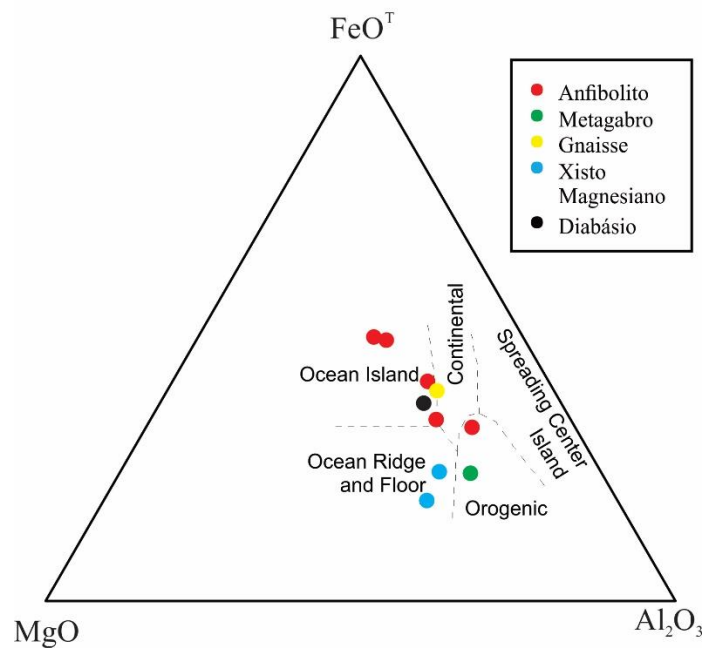


Figura 40: Diagrama de classificação geotectônica (modificado de Pearce *et al.*, 1977).

Diagramas discriminantes (Figura 38) foram utilizados para caracterizar a afinidades geoquímica das amostras estudadas.

- Segundo os diagramas, as 3 amostras de anfibolitos (MI-2, MI-19 e MI-23) têm afinidade alcalina e outras 2 amostras (MI-18 e MI-26) possuem afinidade toleítica.

- Os xistos magnesianos possuem afinidade toleítica.
- A amostra de gnaiss possui afinidade alcalina.
- A amostra de metagabro mostra ter afinidade toleítica no diagrama (A), e no diagrama (B) possui afinidade alcalina, ainda que muito próxima do limite.
- A amostra de diabásio claramente possui afinidade alcalina.

O diagrama $TiO_2 \times FeO^1$ (Figura 39) foi utilizado para classificar anfibolitos de acordo com seus protólitos. Todas as amostras de anfibolitos apresentam, de acordo com o diagrama, protólitos ígneos, sendo portanto ortoanfibolitos.

O diagrama de classificação geotectônica (Figura 40) sugere que, para os anfibolitos, gnaiss e diabásio, há predomínio de protólitos formados em ambiente de ilha oceânica. Os protólitos dos xistos magnesianos parecem ser oriundos de ambiente de cadeia meso-oceânica. A amostra de metagabro plotou no campo orogênico.

4 Discussão

As diferenças petrográficas e geoquímicas entre os grupos de metamafitos propostos corroboram que, de fato, existem rochas diferentes de composição máfica, metamorfizadas e não-metamorfizadas, ocorrendo como fragmentos imersos nos Mármore Matarazzo. A ausência de texturas indicativas de processos sedimentares e minerais indicativos (como granada e sillimanita) podem indicar que os protólitos dessas rochas têm origem ígnea.

4.1 Gnaiss granodiorítico e metagabro

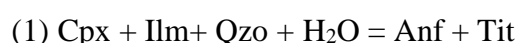
Os gnaisses granodioríticos apresentam mineralogia semelhante a dos anfibolitos, com predomínio de plagioclásio + anfibólio + biotita + quartzo. O motivo de separá-los em grupos diferentes é petrográfico, uma vez que o gnaiss apresenta bandamento composicional (Figura 20) com estimativa modal de quartzo em torno de 20%, e os outros são anfibolitos foliados ou maciços, com estimativa modal de quartzo em torno de 5%. Além disso, as características

geoquímicas são contrastantes em termos de elementos maiores, em função de o gnaissse apresentar teor de SiO₂ superior a dos outros grupos, ainda que os padrões mostrados nos diagrama *spider* (Figuras 35 e 36) sejam o semelhantes entre todos os grupos de metamafitos. No entanto, como visto na Figura 8B e discutido em Gerhard (2015) e Ramos et al. (2019b), os anfibolitos podem ter fundido e gerado líquidos de composição sienítica. A fusão parcial pode ter elevado os valores de SiO₂ observados na análise geoquímica, e a migração desses líquidos pode ter gerado o bandamento observado na rocha.

O metagabro possui assinatura geoquímica semelhante à do gnaissse granodiorítico na maioria dos diagramas elaborados, ainda que existam diferenças mineralógicas (clinopiroxênio no metagabro e anfibólio cálcico no gnaissse). Isso pode ser resultado de protólitos e/ou fontes em comum. Outra explicação para essas semelhanças pode ser de que o gnaissse granodiorítico tenha sofrido processos de hidratação e metassomatismo, causados pelos mecanismos de fusão parcial dos anfibolitos e pela migração de líquidos hidratados. Por outro lado a preservação do clinopiroxênio no metagabro indica que essa rocha não foi afetada por esses processos, ainda que a ocorrência de biotita, tanto no interior de cristais de clinopiroxênio quanto intersticial (Figura 17A), sugere que essas rochas tenham sofrido hidratação em algum ponto de sua evolução.

4.2 Coroas de titanita em cristais de ilmenita

Além das semelhanças mineralógicas entre os anfibolitos, metagabros e gnaisses, texturas em comum também são observadas, como é o caso das coroas de titanita em cristais de ilmenita (Figura 11). Harlov *et al.* (2006) conduziram estudos sobre a ocorrência de Al-titanita em rochas de mineralogia semelhante a dos anfibolitos dos Mármore Matarazzo, em terrenos metamórficos dispersos ao redor do mundo. Essa textura é relacionada à presença de fluidos responsáveis pela alteração na fugacidade de H₂O e O₂. Entre outras reações, o autor cita:



Tais reações não envolvem variação na $f\text{O}_2$, uma vez que isso geraria transformação de ilmenita em magnetita, mineral que não foi encontrado em nenhuma amostra dos metamafitos

Matarazzo, logo, reações com magnetita como produto não serão levadas em conta nesse trabalho.

As titanitas dos metamafitos Matarazzo possuem teores de Al_2O_3 variando de 1,03 a 5,6 wt%, valores semelhantes às do estudo de Harlov *et al.* (2006). A partir de uma analogia com as rochas estudadas pelo autor, as reações (1) e (2) podem explicar:

- a presença não somente da textura de ilmenita + titanita em amostras de anfibolitos e gnaisses, onde a reação (1) teria ocorrido, mas também a ausência dessa textura na amostra de metagabro: ou os fluidos que alteram a fH_2O não teriam percolado nessas rochas, ou toda ilmenita reagiu para formar titanita;
- a presença da biotita em amostra de anfibolito e gnaisse como produto de hidratação.

4.3 Geoquímica

A geoquímica (Figura 31) da maioria dos grupos reflete muito bem a mineralogia observada durante a etapa de petrografia. As amostras MI-34 (gnaisse granodiorítico) e MI-25 (dique de diabásio) apresentam valores contrastantes com as demais, sobretudo no óxido SiO_2 . A amostra MI-34 apresenta, com já discutido anteriormente, indícios de interação com fusão parcial, o que pode ter influenciado no valor alto de SiO_2 . Já a amostra MI-25 possui alto valor de LOI, o que pode ter mascarado os teores reais dos elementos analisados.

Os diagramas *spider* (Figuras 35 e 36), ainda que a análise obtida não identifique a maioria dos elementos traços utilizados, indicam que os metamafitos Matarazzo possuem concentrações de elementos traço predominantemente maiores que o padrão para o manto primitivo, mas apresentam semelhança com o padrão estabelecido para basaltos do tipo OIB (basaltos de ilha oceânica), análogos aos da cadeia de montes submarinos Havaiana. Também é notável a semelhança entre os grupos, uma vez que se apresentam geralmente num *range* composicional em comum.

Algumas anomalias, entretanto, são observadas, sendo de Rb para a amostra MI-7 (xisto magnésiano), Ba para as amostras MI-28 e MI-34 (metagabro e gnaisse granodiorítico, respectivamente) e Zr para amostra MI-23 (anfíbolito). A anomalia de Rb pode ser explicada com o diagrama FMW, que indicou que a amostra MI-7 é a que tem mais presença de alteração química derivada de processos de intemperismo, que remobilizam Rb com facilidade. A anomalia de Ba pode ser relacionada à grande quantidade de minerais com Ca

na estrutura cristalina, que pode ser substituído pelo Ba. Por fim, a anomalia de Zr, a mais contrastante entre todas, pode ser relacionada a erro analítico ou a empobrecimento na amostra, característica comum em rochas derivadas de protólitos magmáticos básicos que naturalmente apresentam baixas concentrações desse elemento.

Os diagramas geoquímicos mostram inconsistência na classificação das amostras quanto à afinidade geoquímica uma vez que não mostram um consenso quanto à classificação. Isso não parece estar relacionado às modificações causadas por alteração intempérica, pois o método CIA (Figura 32) e o diagrama FMW (Figura 33) indicam ausência ou baixo grau de alteração química. O diagrama TAS (Figura 37) inclui no campo de afinidade alcalina todas as amostras de anfibolitos, metagabro e o diabásio, bem como a amostra MI-22A de xisto magnésiano, enquanto a amostra MI-7 de xisto magnésiano e a amostra MI-34, de gnaíse, apresentam afinidade sub-alcalina. Esta última não é plotada em campos composicionais definidos no diagrama, o que pode ser causada pela interação, já discutida anteriormente, com líquidos gerados a partir de fusão parcial.

Deve-se salientar, no entanto, que os elementos químicos levados em consideração para a classificação segundo o TAS apresentam certo grau de mobilidade, tornando esse método de classificação de rochas pouco confiável para rochas que, como os fragmentos metamáficos e de diabásio estudados, possam ter sofrido processos como metassomatismo e fusão parcial.

Foram utilizados então os diagramas de Winchester & Floyd (1976) (Figura 38), que classificam rochas basaltoides de acordo com elementos menores e traço, menos móveis que os álcalis utilizados no TAS. Os diagramas classificaram gnaíses e xistos magnésianos como rochas de afinidade toleítica, e diabásio como alcalina. A amostra de metagabro foi plotada em uma zona intermediária. O grupo dos anfibolitos foi dividido, com termos tanto alcalinos quanto toleíticos. Tal variação na afinidade geoquímica é observada em diversos ambientes geotectônicos, mas os diagramas *spider* (Figura 32 e 33) e de Pearce *et al.* (1977) (Figura 34) indicam que as amostras estudadas apresentam características geoquímicas semelhantes ao padrão para basaltos de ilha oceânica. Assim como ocorrido no diagrama TAS, o diagrama de Pearce *et al.* (1977) (Figura 34) utiliza elementos maiores para classificar as rochas, o que diminui a precisão da classificação para rochas metamórficas devido a mobilidade desses elementos.

4.4 Anfibolitos: orto- ou paraderivados?

Os anfibolitos, como dito anteriormente nesse trabalho, são as rochas metamáficas mais comumente encontradas. Diversos autores discorreram sobre os protólitos que originaram os metamafitos Matarazzo, especialmente os anfibolitos. Phillip & Machado (2002) indicaram protólitos sedimentares, enquanto Gerhard (2015) e Ramos *et al.* (2015) indicaram protólitos ígneos. Ao observar a ausência de texturas sedimentares, os teores elevados de Cr (quando comparados aos teores estimados para rochas sedimentares) e o diagrama $TiO_2 \times FeO^t$ de Pellogia & Figueiredo (1991) (Figura 39), pode-se concluir que os anfibolitos Matarazzo são ortoderivados.

4.5 Geotectônica

De acordo com Gill (2010), vulcanismos de ilha oceânica são formados a partir do estabelecimento de uma pluma mantélica (anomalia geotérmica) abaixo de uma região da crosta oceânica, causando afinamento desta e magmatismo, formando cadeias de montes submarinos que registram a direção de movimento das placas oceânicas. Os estágios iniciais de desenvolvimento de um magmatismo basáltico de ilha oceânica, segundo o autor, são representados por grandes volumes de magma de caráter toleítico, com pulsos finais de magmas mais alcalinos, formando um vulcão do tipo escudo (“*shield-building stage*”) seguido por um hiato onde há menor atividade vulcânica e predomínio erosional. Após, ocorre vulcanismo de menor volume (“*post-erosional stage*”) mais explosivo, de afinidade alcalina, podendo gerar líquidos de composição mais evoluída. Essa variação na afinidade geoquímica se dá pelo deslocamento da placa oceânica sobre a pluma: os termos mais toleíticos são associados ao centro da pluma, onde há mais calor e maior grau de fusão, e os termos alcalinos são relacionados às bordas, onde a pluma é mais profunda e há menos calor, consequentemente gerando menos graus de fusão. O autor cita o exemplo das ilhas Havaianas, onde há um predomínio de augita-plagioclásio-olivina basalto, de afinidade toleítica, com um capeamento de álcali-basaltos no que é interpretado como o estágio de desenvolvimento

principal do vulcão-escudo e, nos estágios pós-erosionais, há predomínio de lavas de caráter fortemente alcalino, com alguma ocorrência de rochas mais evoluídas, como traquitos.

Ramos & Koester. (2015) estabelecem o Complexo Ofiolítico Arroio Grande, uma associação meta-ultramáfica-máfica-sedimentar, dividida por corpos do granito Três Figueiras. Os autores, através de petrografia e geoquímica, classificam suas rochas como toleítos oriundos de paleo-cadeias meso-oceânicas (com afinidade geoquímica de dorsal meso-oceânica - MORB) e arcos vulcânicos (com afinidade geoquímica de arco-de-ilha - IA) relacionadas a ambiente de supra-subducção (provavelmente na posição de retroarco, devido à geoquímica transicional MORB-IA), tectonicamente justapostos aos granitoides Pinheiro Machado do Cinturão Dom Feliciano durante o fechamento do paleo-oceano Adamastor. Os metamafitos e diques de diabásio nos Mármore Matarazzo podem representar, segundo o diagrama de classificação tectônica de Pearce *et al.* (1977) (Figura 40), fragmentos metamorfizados de paleo-cadeias de montes submarinos formadas na placa oceânica subductante que, juntamente a carbonatos, foram obductados e metamorfizados em fácies anfibolito superior (Gerhard, 2015), formando os metamafitos, correspondentes à intrusões e extrusões vulcânicas, e os Mármore Matarazzo podem representar carbonatos depositados nos montes submarinos durante períodos de menor atividade magmática, ou sedimentos depositados em menores profundidades.

No Terreno Marmora, da Namíbia, o Cinturão Gariiep é análogo ao Cinturão Dom Feliciano, na África. Nessa suíte ocorrem metagabros e metabasaltos alcalinos (Will *et al.*, 2014), formados em ambiente intra-placa com afinidade de basaltos de ilha oceânica, bem como rochas tidas como sequências metamáficas com afinidade de basaltos do tipo MORB. A ocorrência de rochas do tipo MORB já descritas (Ramos & Koester, 2015) e a ocorrência dos fragmentos de metamafitos alcalinos, com afinidade de basaltos de ilha oceânica, nos Mármore Matarazzo fortalece a correlação entre o Terreno Marmora e o Terreno Punta del Este.

Hollocher (2014) diz que mármore altamente dúcteis (de alta temperatura) são competentes na absorção de deformação. Isso pode causar afinamento, dobramento e extensão de rochas silicáticas contidas dentro dos mármore. A ocorrência de fragmentos de rochas metamáficas deformadas ortoderivadas de fácies anfibolito superior nos Mármore Matarazzo reforça a ideia de que os metamafitos eram, inicialmente, rochas ígneas básicas acamadadas ou diques dentro de carbonatos, em ambiente marinho e que, na medida em que esse pacote de rochas foi submetido a processos tectônicos, os carbonatos foram

metamorfizados formando os mármore, e as rochas básicas teriam formado os metamafitos. Com o aumento da temperatura e aplicação de deformação, os metamafitos teriam sido deformados e eventualmente rompidos, formando brechas tectônicas em meio aos Mármore Matarazzo.

Os diques de diabásio, que em campo se mostram indeformados, mas concordantes com a orientação do corpo, e em lâmina não apresentam texturas indicativas de metamorfismo, podem ter sido injetados no corpo após o evento metamórfico que o anexou os Mármore Matarazzo e os metamafitos ao Cinturão Dom Feliciano, nos estágios finais de desenvolvimento ou em reativações da Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão.

5 CONCLUSÕES

Os fragmentos de rochas metamáficas e diques de diabásio nos Mármore Matarazzo constituem uma variedade de rochas. No presente estudo, foram identificados cinco grupos de rochas diferentes: anfibolitos, metagabros, gnaisses granodioríticos, xistos magnesianos e diabásio. Essas rochas se apresentam em campo com ampla variedade textural, podendo constituir fragmentos decimétricos a métricos, predominantemente de cor cinza escuro ou preto, foliados ou maciços, podendo apresentar também bordas de reação com o mármore e indícios de fusão parcial. Os diferentes grupos de rochas metamáficas se mostram diferentes também ao microscópio ótico, mas há texturas em comum. É o caso das coroas de titanita em cristais de ilmenita, que indicam que essas rochas foram submetidas a processos semelhantes de hidratação em algum momento de sua evolução ao longo dos milhões de anos.

Os fragmentos metamáficos constituíam, antes dos eventos tectônicos que anexaram os Mármore Matarazzo à crosta continental, rochas básicas de diferentes afinidades geoquímicas ocorrentes como intrusões concordantes ou discordantes, em pacotes de carbonato marinho. Os eventos tectôno-metamórficos aos quais essas rochas foram submetidas, que chegaram a fácies anfibolito superior, transformaram os carbonatos em mármore e as rochas básicas nos metamafitos. A deformação durante os processos foi absorvida pelos mármore que, ao fluir, moldaram as camadas de metamafitos mais competentes, deformando-as e rompendo-as, formando brechas tectônicas, o que impossibilita estabelecer relação estratigráfica entre os fragmentos.

A ocorrência de diques de diabásio indeformados em meio às rochas metamáficas e Mármore Matarazzo indica que essas intrusões ocorreram após os eventos metamórficos e tectônicos que anexaram essas rochas originadas na crosta oceânica à crosta continental. Essas intrusões, por serem básicas, provavelmente teriam uma temperatura mais elevada em relação aos Mármore e aos metamafitos já obductados, o que pode ter influenciado nos eventos de fusão parcial observados nos metamafitos.

A geoquímica mostra que os protólitos dos metamafitos, de origem ígnea, foram originados em ambiente intraplaca com afinidade com basaltos de ilha oceânica (OIB). Algumas rochas apresentam química alcalina, enquanto outras são toleíticas. Estas podem indicar estágios de formação iniciais, enquanto os tipos alcalinos podem indicar estágios mais tardios. Contudo, para confirmar essas hipóteses seria necessária a realização de mais análises, tanto petrográficas quanto geoquímicas. A disponibilidade de mais dados, especialmente de elementos-traço auxiliaria ainda mais no entendimento da gênese e desenvolvimento dos metamafitos e diques de diabásio e sua relação com os Mármore Matarazzo.

6 REFERÊNCIAS

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., & Fuck, R. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2): 1-29.

Arena, K. da R. 2017. *Evolução de ofiolitos neoproterozóicos do Escudo Sul-Riograndense*. Porto Alegre, 176p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (3-4): 263-274.

Basei, M., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F. & Jacob, J. 2005. The connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts. *Precambrian Research*, 139(3): 195-221.

Beckhoff, B., Kanngießler, B., Langhoff, N., Wedell, R. & Wolff, H. 2007. *Handbook of Practical X-Ray Fluorescence Analysis*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 863p.

Beloni, M., Porcher, C.C., Koester, E., Ramos, R.C., Lana, C. & Wegner, A.C. 2016. Caracterização U/Pb de zircão detrítico e geoquímica isotópica (Sm/Nd) em rocha-total dos xistos e quartzitos de Arroio Grande - RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 48, 2016, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre, SBG.

Brongniart, A. 1821. Sur le gisement ou position relative des ophiolites, euphotides, jaspes, etc. dans quelques parties des Apennins. *Annales des Mines*, 6: 177-238.

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

Costa, A.F.U. 1997. *Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense*. Porto Alegre, 291p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Cox, K.G. 1979. *The interpretation of Igneous Rocks*. London, Allen and Unwin, 450p.

Cruz, R.F. 2019. Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul: mapa de integração de cartografia geológica. CPRM. 1 mapa colorido. Carta geológica. Escala 1:250.000.

Cruz, R.F. 2019. Projeto sudeste do Rio Grande do Sul: escalas 1:250.000 e 1:100.000; estado do Rio Grande do Sul. CPRM, 1-173.

Dal Olmo-Barbosa, L., Koester, E., Silva, R.F. & Vieira, D.T. 2019. Petrografia e química mineral (EMPA-WDS) do Granito Capão do Leão, Sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS. *In: Semana Acadêmica dos Pós-Graduandos do Instituto de Geociências da UFRGS*, 3, 2019, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre, IGEO.

Dilek, Y. & Furnes, H. 2014. Ophiolites and Their Origins. *Elements*, 10(2): 93-100.

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

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

Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 385-384.

Fragoso-Cesar, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., Soliani, E. Jr. & Faccini, U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no escudo do Rio Grande do Sul. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 34, 1986, Goiânia. *Anais...* Goiânia, SBG. v. 3, p. 1322-1337.

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*. São Paulo, 368p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Gerhard, N.P. 2015. *Aspectos de campo e petrográficos das intrusões máficas e félsicas nos Mármore Matarazzo, sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS*. Porto Alegre, 63p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Gill, R. 2010. *Igneous rocks and processes: a practical guide*. Oxford, Wiley-Blackwell, 428p.

Harlov, D., Trooper, P., Seifert, W., Nijland, T. & Forster, HJ. 2006. Formation of Al-rich titanite (CaTiSiO₄O–CaAlSiO₄OH) reaction rims on ilmenite in metamorphic rocks as a function of f H₂O and fO₂. *Lithos*, 88: 72-84.

Hartmann, L.A., Chemale Jr., F. & Philipp, R.P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré- Cambriano. *In: Ianuzzi, R. & Frantz, J.C. (Eds.). 50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre, Editora Comunicação e Identidade, CIGO/UFRGS, v. 1, p. 97-123.

Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos-Neto, M., Silva, L.C. & Trouw, R.A.J. 2004. A Província Mantiqueira. *In: Mantesso Neto, A., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito-Neves, B.B. (Eds.). O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 2023-234.

Hollocher, K. 2014. *A Pictorial Guide to Metamorphic Rocks in the Field*. Londres, CRC Press/Balkema, 302p.

Hueck, M., Oyhantçabal, P., Phillip, R.P., Basei, M.A.S. & Siegesmund, S. 2018. The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. *In: Siegesmund S., Basei M., Oyhantçabal P. & Oriolo S. (Eds.) Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews*. Springer, Cham.

Klein, F.G., Koester, E., Vieira, D.T., Ramos, R.C., Porcher, C.C. & Phillip, R.P. 2018. Geologia do Granito Três Figueiras: magmatismo peraluminoso de 585 Ma no sudeste do Cinturão Dom Feliciano. *Pesquisas em Geociências*, 45(2).

Loureiro, P.O., Koester, E., Weinberg, R., Porcher, C.C., Pimentel, M.M. & Knijnik, D.B. 2015. Magmatic evolution of Pinheiro Machado complex in Monte Bonito region, southern Brazil. In: Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, 8, 2015, Florianópolis. *Book of Abstracts. Florianópolis*, SBG, v.1.

Loureiro, P.O. 2013. *Evolução Magmática do Complexo Pinheiro Machado na região de Monte Bonito, Pelotas, RS*. Porto Alegre, 75p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Machado, R., Phillip, R.P. & Mello, F. 1995. Reconhecimento de zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo com cinemática superposta na extremidade sul do Batólito Pelotas, RS. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, 1995, Gramado. *Boletim de Resumos Expandidos*. Gramado, SNET. v.1, p. 52-53.

Masquelin, H. 1989. Analisis estructural de las zonas de cizalla en las migmatitas de Punta del Este, Uruguay. In: Simpósio Brasileiro de Geologia, 4. Porto Alegre, 1989. *Boletim de Resumos Expandidos*. Porto Alegre, SBG, v.1, p. 35-37.

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

McDonough, W.F. & Sun, S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 67(5): 1050-1056.

Neis, L.P. 2013. *Geoquímica de metacarbonatos do Escudo Sul-Rio-Grandense na região de Caçapava do Sul e Arroio Grande, RS*. Porto Alegre, 60p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Nesbitt, H.W. & Young, G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major elements chemistry of lutites. *Nature*, 299(21): 715-717.

Ohta, T. & Arai, H. 2007. Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chemical Geology*, 240: 280-297.

Pearce, J.A. & Gale, G.H. 1977. Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 7(1): 14-24.

Pellogia, A.U.G. & Figueiredo, M.C.H. 1991. Utilização de diagrama Ferro-Titânio na distinção química entre orto- e para-anfibolitos. *Boletim IG-USP - Série Científica*, 22: 51-60.

Phillip, R.P. & Machado, R. 2002. Ocorrência e Significado dos Septos do Embasamento Encontrados nas Suítes Graníticas do Batólito Pelotas, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 29(1):45-57.

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 de geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2): 277-290.

Philipp, R.P., Massone, H.J & Campos, R.S. 2013. Peraluminous leucogranites of the Cordilheira Suite: A record of Neoproterozoic collision and the generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 43: 08-24.

Philipp, R.P., Pimentel, M.M. & Chemale Jr., F. 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1): 83-104.

Phillip, R.P. 1998. *A Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. São Paulo, 269p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Picada, R.S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-Riograndense. Caracterização dos Sistemas de Falhas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 15, 1971, São Paulo. *Anais...* São Paulo, SBG, v.1, p. 167-191.

Ramos, R.C. & Koester, E. 2014. Geologia da associação metamáfica-ultramáfica da região de Arroio Grande, sudeste do Escudo Sul-rio-grandense. *Pesquisas em Geociências*, 41(1): 25.

Ramos, R.C. & Koester, E. 2015. Lithochemistry of the meta-igneous units from Arroio Grande Ophiolitic Complex, southernmost Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 45(1): 65-78.

Ramos, R.C., Toniolo, J.A., Pinto, L.G.R. & Koester, E. 2014. Zona de cisalhamento (sutura) de Arroio Grande e o novo Domínio Geofísico Sudeste (Escudo Sul-Rio-Grandense): discussões baseadas em dados geofísicos e de campo. *In: Simpósio Brasileiro de Geofísica*, 6, 2014, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre, SBG.

Ramos, R.C., Koester, E. & Porcher, C.C. 2017. Chemistry of chromites from Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) and their possible connection with the Nama Group (Namibia). *Journal of South American Earth Sciences*, 80: 192-206.

Ramos, R.C., Koester, E., Vieira, D.T., Porcher, C.C., Gezatt, J. & Silveira, R.L. 2018. Insights on the evolution of the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 86: 38–53.

Ramos, R.C., Koester, E. & Vieira, D.T. 2019. Plagioclase-hornblende geothermobarometry of metamafites from the Arroio Grande Ophiolite, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 95.

Ramos, R.C., Koester, E., Vieira, D.T., Barbosa, L.D.O., Porcher, C.C., Rodrigues, F., Martins, A., Gezatt, J. & Pinto, T.F. 2019. Migmatites from the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil): a SEM-EDS microtextural characterization. *In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 11, 2019, Bento Gonçalves. *Anais...* Bento Gonçalves, SBG, v.1, p. 310.

Tambara, G.B., Koester, E., Ramos, R.C., Porcher, C.C., Vieira, D.T., Fernandes, L.A.D. & Lenz, C. 2019. Geoquímica e geocronologia dos Gnaisses Piratini: magmatismo cálcio-alcalino médio a alto-K de 784 Ma (U-Pb SHRIMP) no SE do Cinturão Dom Feliciano (RS, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, 46(2).

Vieira, D.T., Koester, E. & Bertotti, A.L. 2016. Petrologia do Granito Chasqueiro, região de Arroio Grande, sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1): 79-108.

Vieira, D.T., Koester, E., Ramos, R.C. & Porcher, C.C. 2019. Sr-Nd-Hf isotopic constraints and U-Pb geochronology of the Arroio Pedrado Gneisses, Dom Feliciano Belt, Brazil: A 680 Ma shoshonitic event in the final stages of The Piratini Arc evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 95.

Will, T.M., Frimmel, H.E., Gaucher, C. & Bossi, J. 2014. Geochemical and isotopic composition of Pan-African metabasalts from southwestern Gondwana: Evidence of Cretaceous South Atlantic opening along a Neoproterozoic back-arc. *Lithos*, 202-203: 363-381.

Winchester, J.A. & Floyd, P.A. 1976. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.