



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

Pietro Zardini Lisboa

**GNAISSES CALCISSILICÁTICOS EDIACARANOS DA REGIÃO DE BÚZIOS, RJ**

Trabalho Final de Curso

UFRJ  
Rio de Janeiro  
2023



Pietro Zardini Lisboa

**GNAISSES CALCÍSSILICÁTICOS EDIACARANOS DA REGIÃO DE BÚZIOS, RJ**

Trabalho Final de Curso

Pietro Zardini Lisboa

Pietro Zardini Lisboa

**GNAISSES CALCÍSSILICÁTICOS EDIACARANOS DA REGIÃO DE BÚZIOS,  
RJ**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Programa de Graduação em Geologia, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de grau em Geologia.

Orientadora: Renata da Silva Schmitt – Depto. Geologia/UFRJ

LISBOA, Pietro Zardini

**Gnaisses calcissilicáticos ediacaranos da região de Búzios,  
RJ** / Pietro Zardini Lisboa – Rio de Janeiro: UFRJ / Instituto de  
Geociências, 2023.

xii, 54 p.

Trabalho Final de Curso: Graduação em Geologia –  
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Instituto de  
Geociências, Departamento de Geologia, 2023.

Orientadora: Renata da Silva Schmitt

Pietro Zardini Lisboa

GNAISSES CALCÍSSILICÁTICOS EDIACARANOS DA REGIÃO DE BÚZIOS, RJ

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação  
em Geologia do Instituto de Geociências,  
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,  
apresentado como requisito necessário para  
obtenção do grau de Geólogo.

Orientadora:

Renata da Silva Schmitt

Aprovada em:

Por:

---

Orientadora: Renata da Silva Schmitt (UFRJ)

---

Gustavo Luiz Campos Pires (UFRJ)

---

Silvia Regina de Medeiros (UFRJ)

## Agradecimentos

Gostaria de agradecer primeiramente à minha família, pelo amor, apoio e incentivo constantes, sem os quais não teria chegado até aqui. Agradeço também à minha namorada, Fernanda, pela paciência, compreensão e motivação em todos os momentos desafiadores.

Aos meus grandes amigos da turma de 2013, pela amizade, companheirismo e ajuda mútua ao longo desses anos. Tive realmente uma segunda família no Rio quando a minha estava longe.

À minha amiga Marsala, que se esforçou ao máximo em me ajudar no que fosse possível para a elaboração da monografia, mesmo não tendo conhecimento de Geologia, usando seu tempo para elaborar o mapa que precisava.

À minha orientadora, Renata, pela dedicação, orientação, conhecimento e incentivo e principalmente pela paciência, constantes durante todo o processo de elaboração deste trabalho. Sua ajuda foi fundamental para a minha formação acadêmica e profissional.

Agradeço à UFRJ e ao Departamento de Geologia pela infraestrutura, recursos e oportunidades disponibilizados durante minha jornada acadêmica. Ao LIG (Laboratório de Informática da Graduação), lugar em que tive a oportunidade de trabalhar durante a graduação, pelos aprendizados e experiências proporcionados.

Por fim, gostaria de agradecer a todos os professores que tive o privilégio de aprender e crescer, pela dedicação, ensinamentos e inspiração ao longo da minha formação acadêmica.

## Resumo

Lisboa, Pietro Zardini. **Gnaisses calcissilicáticos ediacaranos da região de Búzios, RJ.** 2023. xii, 54 f. Trabalho final de curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Na costa SE do Brasil, no estado do Rio de Janeiro, nos municípios de Búzios e Cabo Frio, ocorrem paragnaisses com cianita, sillimanita, granada e biotita, com intercalações de rochas calcissilicáticas e camadas metamáficas e metaultramáficas, além de lentes quartzito-feldspáticas, que constituem a Sucessão Búzios. Várias hipóteses são sugeridas para o ambiente de sedimentação desta unidade no Ediacarano, entre elas uma margem passiva e um prisma acrecionário. Os paragnaisses metapelíticos aluminosos representariam rochas pelíticas depositadas em ambiente pelágico, as camadas de metabasitos são interpretadas como níveis vulcânicos a subvulcânicos e as camadas calcissilicáticas poderiam corresponder a precipitados químicos em ambientes vulcanogênicos. O objetivo deste trabalho é caracterizar as rochas calcissilicáticas da região de Búzios a fim de investigar e possivelmente endossar a interpretação do seu ambiente original de sedimentação, assim como a correlação do ambiente tectônico em que foram formadas, por meio de comparação com trabalhos a nível mundial que sugerem hipóteses de formação de depósitos de rochas calcissilicáticas. Foi escolhido um afloramento na região da Praia Brava, em Armação de Búzios, RJ, para detalhamento e coleta de amostras para análise petrográfica, além de interpretações de fácies usando correlações de Ferry e sistema KASH. Os granada-clinopiroxênio gnaisses possuem diopsídio, quartzo, granada, plagioclásio, em contatos retos que sugerem uma paragênese em equilíbrio. A variação de calcissilicática nomeada de diopsídio gnaiss é constituída por quartzo, diopsídio, biotita, plagioclásio, granada, hornblenda. Essas assembleias são compatíveis com a fácies granulito descrita para área com base nos paragnaisses metapelíticos aluminosos, contudo, não é diagnóstica.

Palavras-chave: Rochas calcissilicáticas, Ediacarano, Sucessão Búzios

## Abstract

LISBOA, Pietro Zardini. **Ediacaran Calcsilicate Gneisses from Búzios Region, RJ.** 2023, xii, 54 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

On the SE Brazilian coast, in the Rio de Janeiro State, Cabo de Búzios city, occur paragneisses with kyanite, sillimanite, garnet and biotite, with intercalations of calcissilicate rocks and mafic and ultramafic layers, besides quartz-feldspatic lenses, that constitute the Búzios Succession. Several hypotheses are suggested for the depositional environment for this unit in the ediacaran, including a passive margin and an accretionary prism. The aluminous paragneiss would represent pelitic rocks deposited in pelagic environment, the metabasite layers are interpreted as volcanic to subvolcanic and the calcissilicated layer could be chemistry precipitated in volcanogenic environments. The purpose of this work is petrologically and chemically characterize the calcsilicate rocks from Búzios region to investigate and possibly corroborate the original sedimentation environment interpretation as well as the tectonic environment correlation in which they were formed, by way of comparison with other work of global level that suggests formation hypotheses to calcsilicate rocks. Coastal samples were collected in the region of Praia Brava at Armação de Búzios, RJ, were made slides and their petrographic descriptions, and facies interpretation using Ferry's correlations and the KASH system. The garnet-clinopyroxene gneisses has diopside, quartz, garnet, plagioclase, in straight contacts that suggests a balanced paragenesis. The calcissilicate rock variation named diopside gneiss is constituted by quartz, diopside, biotite, plagioclase, garnet, hornblend. These assemblages are compatible with the granulite facies describe for the area based on aluminous paragneisses, however it's not diagnostic.

Key-Words: calcsilicate rocks, ediacaran, Búzios Succession



## Lista de Figuras

Figura 1 - Mapa de acesso ao município de Armação de Búzios tendo como ponto de partida o Centro do município do Rio de Janeiro.....	15
Figura 2 - Localização da praia Brava, área de estudo. UTM 205292E 7480714N ou Lat. 22° 45' 19''S e Long. 41° 52' 11''.....	15
Figura 3 - Mapa de divisões tectonoestratigráficas da Faixa Ribeira. Adaptado de Schmitt <i>et al.</i> , 2016.....	18
Figura 4 - Mapa geológico simplificado de Armação de Búzios com indicação de pontos A e B de coleta de amostras na Praia Brava. Adaptado de (Rezende et al., 2020). .....	22
Figura 5 - Diagrama de pressão e temperatura para o sistema KASH em rochas pelíticas com as reações acima descritas. Retirado de Spear <i>et al.</i> (1999). Sil = sillimanita, And = andaluzita, Ky = cianita, Ms = muscovita, Kfs = k-feldspato, Qtz = quartzo, V = vapor, L = líquido, As = aluminossilicato.....	29
Figura 6 - Mapa geológico esquemático do afloramento estudado com identificações (4, 5 e 6) de coletas de amostras. Identificado como ponto A na Figura 4.....	30
Figura 7 - Visão da lâmina JPPB01 com cristais de clinopiroxênio em textura granoblástica. À esquerda, nicóis descruzados e à direita nicóis cruzados. ....	32
Figura 8 – Cristal de sillimanita na lâmina JPPB02. À esquerda, nicóis descruzados e à direita, cruzados.....	32
Figura 9 – Granada com inclusão de biotita e contatos retos e evidência de sillimanita na lâmina JPPB04C. Á esquerda nicóis descruzados e à direita cruzados.....	33
Figura 10 - Visão de detalhe de grão de sillimanita com contatos retos na lâmina JPPB04B. Á esquerda nicóis cruzados e à direita, descruzados.....	33
Figura 11 - Granada com inclusão de quartzo em contato com uma biotita avermelhada na lâmina JPPB04C. À esquerda nicóis descruzados e à direita, cruzados.....	34
Figura 12 - Agregado de cristais de biotita em contato com plagioclásio e quartzo na lâmina JPPB41A. À esquerda nicóis descruzados e à direita, cruzados. ....	34
Figura 13 - Cristal de clinopiroxênio bastante alterado em contato com plagioclásio com cor de interferência anômala na lâmina JPPB41A. À esquerda nicóis descruzados e à direita, cruzados.....	35

- Figura 14 - Grão de clinopiroxênio alterado em detalhe na lâmina JPPB05. À esquerda nicóis descruzados, à direita, cruzados. .... 35
- Figura 15 – Na porção inferior da lâmina, um aglomerado de cristais de hornblenda com biotita. À esquerda nicóis descruzados, à direita, cruzados..... 36
- Figura 16 - Em destaque um cristal de hornblenda com contatos retos com cristais de biotita, indicando equilíbrio. À esquerda nicóis descruzados e à direita, cruzados. .... 36
- Figura 17 - Grade petrogenética para metassedimentos pelíticos com a adição da isógrada do diopsídio dos protólitos máficos. Adaptado de Yardley, 1989. ALM = almandina, ALS = aluminossilicato, AN = anortita, AND = andalusita, BIO = biotita, CIA = cianita, CD = cordierita, EST = estaurolita, GD = granada, GR = grossulária, ILM = ilmenita, KF = feldspato, MS = muscovita, OPX = ortopiroxênio, QZ = quartzo, RT = rutilo, SIL = silimanita, CPX = clinopiroxênio. A área sombreada representa condições aproximadas das isógradas da biotita e da granada..... 38
- Figura 18 - Diagrama P-T de fácies metamórficas com provável “caminho” de metamorfismo das amostras da Praia Brava representadas pela seta. Hfls = hornfels, AE = albita-epidoto, HBL = hornblenda, PX = Piroxênio, PREH-PUMP = prehlita-pumpellyita. Retirado de Yardley, 1989..... 39

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	13
1.1 Introdução .....	13
1.2 Objetivos .....	14
1.3 Localização e Acesso .....	14
<b>2 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	16
2.1 Pesquisa na Literatura .....	16
2.2 Descrição Petrográfica .....	16
2.3 Interpretação.....	16
<b>3 GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	17
3.1 Tectonoestratigrafia .....	18
3.1.1 Terreno Ocidental .....	19
3.1.2 Terreno Oriental.....	19
3.1.3 Klippe Paraíba do Sul .....	19
3.1.4 Terreno Cabo Frio.....	20
3.2 Estratigrafia do Terreno Cabo Frio .....	21
3.3 Geologia de Búzios .....	22
3.4 Metamorfismo .....	24
<b>4 REVISÃO SOBRE METAMORFISMO EM CALCISILICÁTICAS</b> .....	26
4.1 Sistema KASH para rochas metapelíticas.....	28
<b>5 RESULTADOS</b> .....	30
5.1 Geologia do Afloramento .....	31
5.2 Metamorfismo .....	36
5.2.1 Paragêneses metamórficas .....	37
5.2.2 Interpretações metamórficas .....	37
<b>6 DISCUSSÃO</b> .....	40
6.1 Comparação e correlação com outros trabalhos regionais.....	40

6.2 Possíveis ambientes de deposição de rochas calcissilicáticas.....	42
6.2.1 Complexo Metamórfico de Sawtooth.....	42
6.2.2 Complexo de Yellow Aster .....	43
6.2.3 Domínios Antogil-Masora e Antanarivo .....	45
7 CONCLUSÃO.....	47
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	48

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 Introdução

Na costa SE do Brasil, no estado do Rio de Janeiro, na região do Cabo de Búzios, ocorre uma sucessão de paragneisses com cianita, sillimanita, granada e biotita que constituem a Sucessão Búzios, com intercalações de rochas calcissilicáticas e rochas máficas e ultramáficas, além de lentes quartzito-feldspáticas (Schmitt *et al.* 2008a). Regionalmente esta unidade é contemporânea à Sucessão Palmital, constituída por granada-sillimanita-biotita paragneisses com intercalações de quartzito e gnaisses calcissilicáticos (granada-piroxênio gnaiss; Schmitt *et al.* 2004). Estas sequências constituem o Grupo Búzios-Palmital, onde as rochas se encontram no grau metamórfico granulito alto e possuem quatro fases de deformação.

A origem dos protólitos sedimentares do Grupo Búzios-Palmital ainda é incerta. Várias hipóteses são sugeridas para o ambiente de sedimentação desta unidade no Ediacarano, entre elas uma margem passiva e um prisma acrescionário (Schmitt *et al.* 2016, Capistrano *et al.*, 2017, 2020). Os paragneisses metapelíticos aluminosos, predominantes, representariam rochas pelíticas depositadas em ambiente pelágico, as camadas de metabasitos são interpretadas como derrames vulcânicos a subvulcânicos e as camadas calcissilicáticas poderiam corresponder a precipitados químicos em ambientes vulcanogênicos. A Sucessão Palmital é interpretada como turbiditos imaturos advindos do talude continental (Schmitt *et al.* 2016). No entanto, há uma outra hipótese de que as duas sucessões seriam formadas em ambientes e tempo bastante distintos. A Bacia Búzios poderia ser uma bacia de *back-arc* ou representar um domínio oceânico, enquanto a Sucessão Palmital seria um depósito de *fore-arc* que culminou com uma colisão continental (Orogenia Búzios) (Fernandes *et al.*, 2015). Como ambas as sucessões apresentam uma população menor de grãos de zircão detriticos do embasamento paleoproterozoico, temos evidências de que a margem continental da Angola estava próxima. Esses sedimentos depositados na margem angolana do Ediacarano foram metamorfizados a 540 Ma, idade do início da colisão continental (Schmitt *et al.*, 2016).

A ocorrência de camadas calcissilicáticas em ambas unidades com espessuras de 1 até 20 metros tornam ainda mais intrigante a discussão sobre a origem da(s) bacia(s). Esse tipo

composicional de rochas sedimentares pode representar ambientes com precipitação química de carbonatos e sílica. As rochas calcissilicáticas são definidas por Bucher (2010) como: “rochas metamórficas que possuem em sua composição 0 a 50% de carbonatos, sendo principalmente constituída por silicatos cálcicos como epidoto, vesuvianita, diopsídio, grossulária, andradita, wollastonita, anortita, escapolita, anfibólio cálcico, entre outros”. Um maior volume de estudos em relação a esse tipo de rocha pode levar a dados que possam interpretar com maior precisão as rochas em que estão associados. Com base na descrição e petrografia de um afloramento-tipo na Praia Brava no município de Armação de Búzios, RJ, busca-se com este trabalho investigar a origem destas camadas e sua relação com o contexto tectônico das bacias para um maior entendimento regional.

## **1.2 Objetivos**

O objetivo deste trabalho é caracterizar as rochas calcissilicáticas ediacaranas da região de Búzios a fim de possivelmente colaborar com a interpretação do seu ambiente original de sedimentação, um melhor entendimento dos processos metamórficos em que a região foi submetida, assim como sua correlação do ambiente tectônico em que foram formadas.

## **1.3 Localização e Acesso**

A área delimitada para o estudo está situada no município de Armação de Búzios, porção sudeste do estado do Rio de Janeiro (Figura 1).

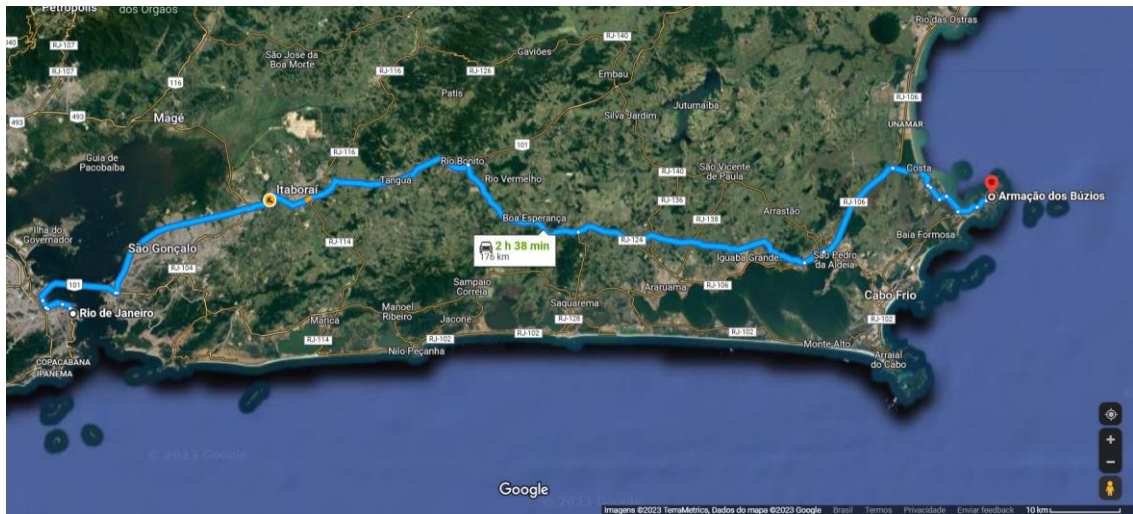


Figura 1 - Mapa de acesso ao município de Armação de Búzios tendo como ponto de partida o Centro do município do Rio de Janeiro.

O acesso a área de estudo é feito pela Rodovia Amaral Peixoto (RJ-106) a partir de Niterói para leste. Para ter acesso a toda área também se faz necessária a utilização da rodovia RJ-128 e da rodovia RJ-118. A área estudada corresponde aos costões rochosos da Praia Brava, no município de Armação dos Búzios (Figura 2).

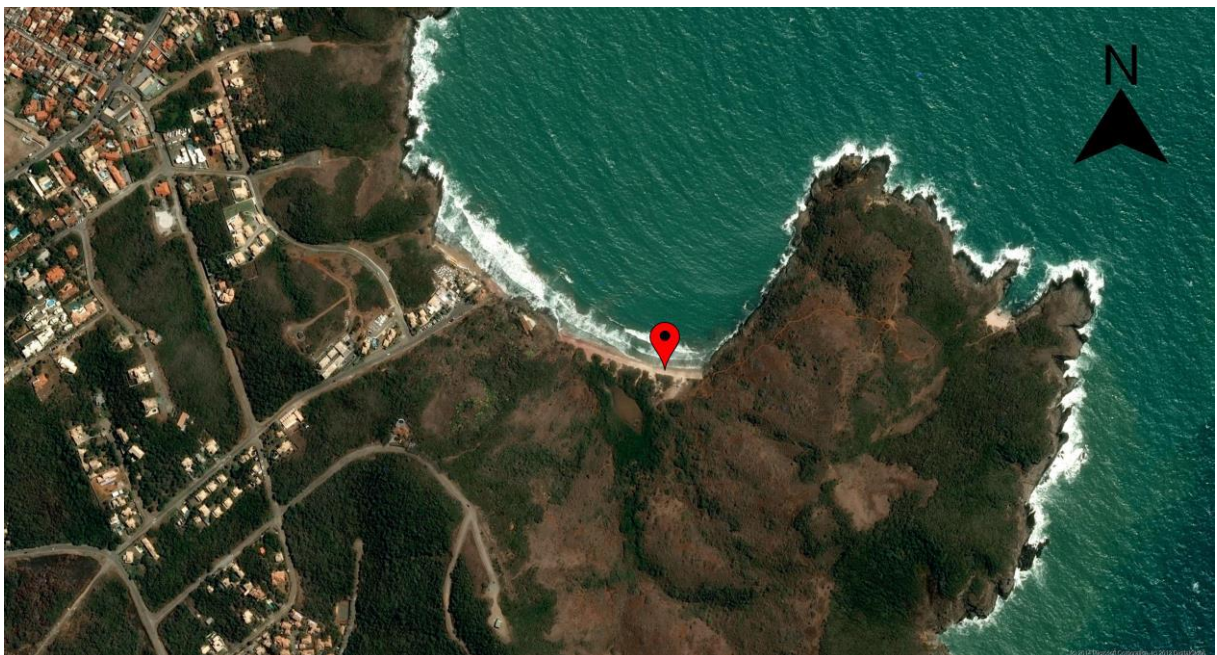


Figura 2 - Localização da praia Brava, área de estudo. UTM 205292E 7480714N ou Lat. 22° 45' 19'' S e Long. 41° 52' 11''.

## **2 MATERIAIS E MÉTODOS**

O trabalho foi realizado ao longo do ano de 2019 e foi concluído em 2023, compreendendo 3 etapas metodológicas:

### **2.1 Pesquisa na Literatura**

Foi feito o levantamento, leitura e revisão de trabalhos anteriores sobre o contexto geológico regional, ambientes deposicionais associados a rochas calcissilicáticas mundialmente conhecidos, descrições na Faixa Ribeira e Terreno Cabo Frio. Além disso, ainda foi feito um estudo sobre metamorfismo que auxiliou na interpretação dos dados obtidos.

### **2.2 Descrição Petrográfica**

Foi realizada a descrição petrográfica de lâminas focando principalmente na mineralogia e suas associações metamórficas. Essas amostras foram obtidas por João Batista (geólogo do DRM-RJ) durante o trabalho de pesquisa em mestrado pela UFRJ, que não foi concluído. Foram analisadas 8 lâminas confeccionadas a partir de amostras coletadas na Praia Brava.

### **2.3 Interpretação**

A partir da compilação dos dados analisados, foi feito um estudo comparativo entre outros trabalhos da região e exemplos similares da literatura, com isso foi feita a interpretação de um ambiente tectônico e deposicional através de uma correlação entre os trabalhos. Também foi feito a partir dos dados obtidos a caracterização de condições de pressão e temperatura estimadas utilizando também uma correlação entre trabalhos em unidades calcissilicáticas e diagramas metamórficos que se encaixam no objeto de estudo.



### 3 GEOLOGIA REGIONAL

A região de estudo pertence ao Terreno Cabo Frio, localizado na extremidade sudeste do Estado do Rio de Janeiro, que é um dos quatro terrenos tectonoestratigráficos que constituem a Faixa Ribeira. A Faixa Ribeira está inserida na Província Mantiqueira (Almeida *et al*, 1977) e faz divisa com as Faixas Araçuaí, Cráton Luiz Alves, Cráton São Francisco e Faixa Brasília pelo norte, sul, noroeste e sudoeste, respectivamente. (Heilbron *et al*, 2004). Não é possível definir um limite preciso entre as faixas Ribeira e Araçuaí por uma ausência de estudos que mostrem estruturas comprovadas para tal.

A Província Mantiqueira é composta por um embasamento paleoproterozoico e por unidades metassedimentares do Mesoproterozoico e Neoproterozoico que sofreram um metamorfismo durante o Ciclo Brasileiro Pan-Africano desde o Neoproterozoico até o começo do Ordoviciano (Barbosa, 1966; Almeida *et al*, 1973; Hasui *et al*, 1975). Neste evento, colidiram entre si os paleocontinentes Congo, São Francisco e a microplaca Serra do Mar (Heilbron *et al*. 2008) formando o arco magmático do Rio Negro (Heilbron *et al*. 2008) e o supercontinente Gondwana.

A Faixa Ribeira é composta por quatro terrenos tectonoestratigráficos: Terreno Ocidental, Klippe Paraíba do Sul, Terreno Oriental e o Terreno Cabo Frio. (Heilbron *et al*. 1990, 1995, 2000, 2004). Estas compartimentações foram divididas a partir de descontinuidades estruturais. A região estudada pertence ao Terreno Cabo Frio, que fica localizado na extremidade sudeste do Estado do Rio de Janeiro (Figura 3).

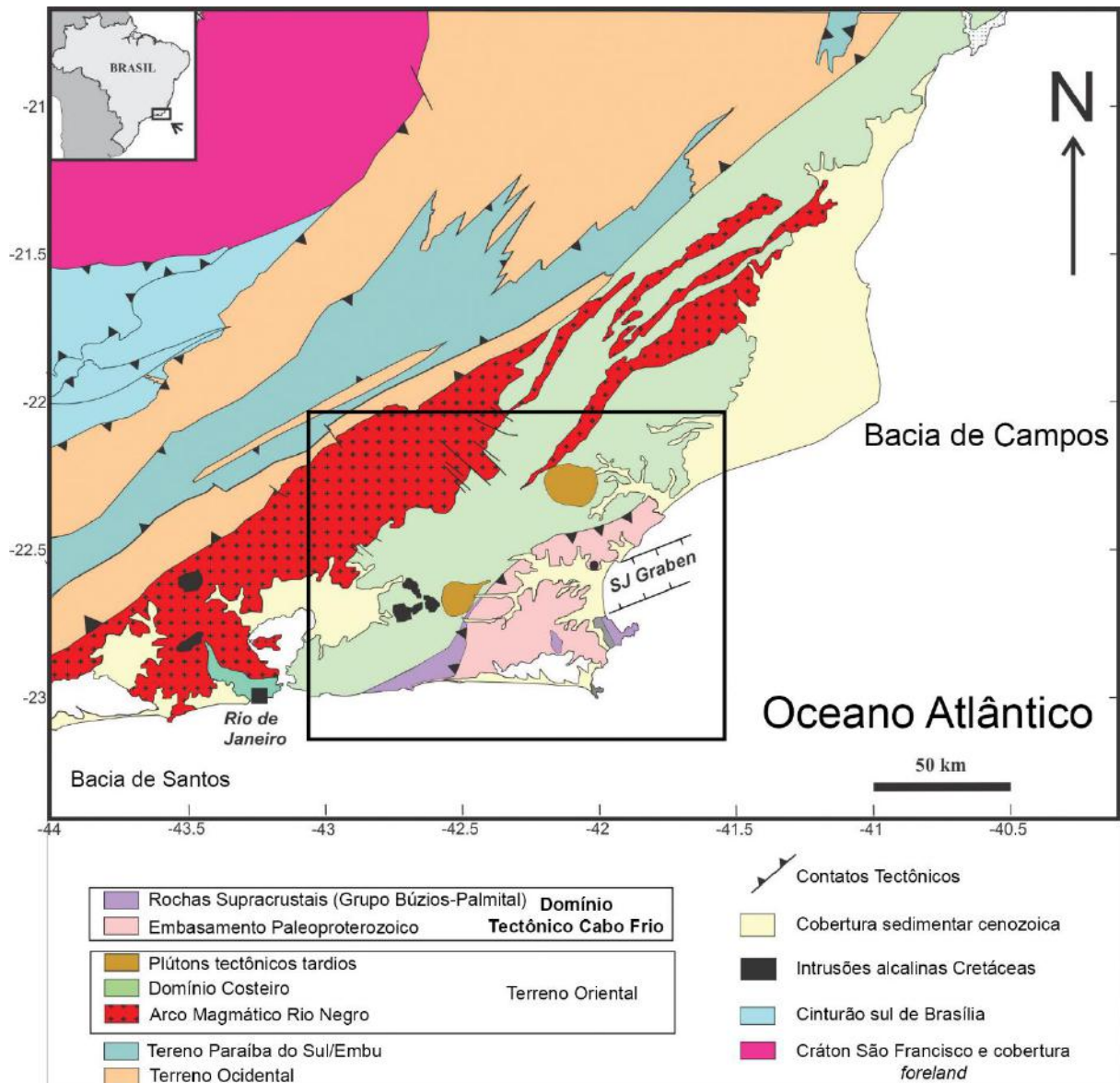


Figura 3 - Mapa de divisões tectonoestratigráficas da Faixa Ribeira. Adaptado de Schmitt *et al.*, 2016.

### 3.1 Tectonoestratigrafia

Estudos dividem a Faixa Ribeira em quatro áreas tectonoestratigráficas, essas áreas são divididas conforme zonas de cisalhamento dúcteis de componente inverso e transpressivo dextral. São denominados como Terreno Ocidental, Klippe Paraíba do Sul, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio. (Heilbron *et al.*, 2000, 2004) O Terreno Cabo Frio foi o último deles a

colidir, amalgamando-se aos outros no Evento Búzios (535 a 510 Ma) (Schmitt *et al.*, 2004) enquanto os outros foram durante o Evento Brasileiro (640 a 565 Ma) (Machado *et al.*, 1996).

### 3.1.1 Terreno Ocidental

O Terreno Ocidental exibe uma organização tectônica interna com dois principais domínios, Andrelândia e Juiz de Fora, estruturalmente acima do *foreland* do Cráton São Francisco. Ambos são compostos por um embasamento de gnaisses cobertos por sequências predominantemente de metassedimentos clásticos derivados da erosão da crosta paleoproterozoica. Neles, há importantes zonas de cisalhamento e milonitos associados. O domínio Juiz de Fora é considerado como um duplex de escala crustal que resultou da instalação do Terreno Oriental. O Terreno Ocidental compreende o domínio autóctone (Heilbron *et al.*, 2000, 2003).

### 3.1.2 Terreno Oriental

Com base nas estruturas disponíveis e em dados geocronológicos, é a localidade do arco magmático da Ribeira (Heilbron *et al.*, 2000). Possui três divisões tectonoestratigráficas: Cambuci, que representa a camada de empurrão basal do Terreno Oriental na porção norte do estado. O Domínio Costeiro, que se sobrepõe sobre o Cambuci e sobre o Terreno Ocidental nos setores centrais e sul do estado. E a Klippe Italva que representa a porção superior do empurrão e se sobrepõe sobre o Domínio Costeiro. As principais associações litológicas são gnaisses de fácies anfíbolito a granulito intercalados com camadas de margas, quartzitos, calcissilicáticas e granitoides. Tudo com idade neoproterozoica ou mais nova (Heilbron *et al.*, 2003).

### 3.1.3 Klippe Paraíba do Sul

É a parte mais superior do empurrão do segmento central da faixa. Uma estrutura sinformal que recobre o domínio Juiz de Fora. É composta de rochas metassedimentares e

ortognaisses paleoproterozoicos, ambos de fácies anfibolito. É associada com zonas miloníticas íngremes de movimento dextral (Heilbron *et al.*, 2000, 2003).

#### 3.1.4 Terreno Cabo Frio

O Terreno Cabo Frio é limitado pelo Terreno Oriental, e possui diferentes direções estruturais (NW-SE), quase ortogonais, em relação aos principais contatos observados nos demais domínios da Faixa Ribeira, NE-SW. (Heilbron *et al.*, 1982). Este terreno é empurrado sobre o Terreno Oriental através do empurrão Cabo Frio. O embasamento, a unidade Região dos Lagos, é composta por ortognaisses de idade 2,03 a 1,96 Ga de composição granítica a granodiorítica, cortada por ortoanfibolitos com assinatura geoquímica *N-MORB*. Justaposto à base, há uma unidade composta de granada-ortoanfibolitos também com características geoquímicas de *N-MORB*, sugerindo que pode ser parte do mesmo episódio magmático. A terceira unidade que compõe a sequência compreende cianita-sillimanita gnaisses, granada-diopsídios, anfibolitos e ortoanfibolitos, de 1.0 Ga (Schmitt, 2000), rochas calcissilicáticas e sillimanita gnaisses.

O Terreno Cabo Frio foi agregado à Faixa Ribeira ao longo das colisões que deram origem ao paleocontinente Gondwana durante o Cambriano (Schmitt *et al.*, 2008b). A gênese deste terreno é descrita por Schmitt, 2004 como Orogenia Búzios, com duração de 530 a 510 Ma, causando também a superposição de dobramentos e zonas de cisalhamento dextrais que afetaram os terrenos até então aglutinados. Esta orogenia consiste num metamorfismo de alto grau relacionado com a vergência NW de baixo grau, levando à colocação do Terreno Cabo Frio sobre o Terreno Oriental (Heilbron *et al.*, 2000). A Orogenia Búzios também é considerada o quarto estágio orogênico de uma sequência de eventos relacionados com o metamorfismo regional e deformação registrados nas faixas móveis no Brasileiro (Brito Neves & Fuck 2013). O Terreno Cabo Frio se distingue do restante da Faixa Ribeira por seu *trend* NW em contraste com o NE dos outros setores (Heilbron *et al.*, 1982). O Terreno Cabo Frio apresenta contatos tectônicos e invertidos em 2 unidades contrastantes: o embasamento paleoproterozoico e as sucessões vulcânicas de fundo oceânico supracrustais. O Grupo Búzios-Palmital é uma unidade rochosa tectonicamente alóctone ao embasamento paleoproterozoico e veio de partes mais distais da margem continental. Esta inversão tectônica foi impulsionada pela deformação que afetou as unidades dos eventos do brasileiro tardio. (Schmitt *et al.*, 2016). Após um hiato no

registro, no meso-Cenozoico, com evento extensional que começou no Cretáceo inferior e culminou no rifte do Gondwana e abertura do Atlântico Sul, temos a presença de unidades magmáticas e sedimentares. As unidades magmáticas em forma de diques máficos de orientação principal NE-SW, provenientes de um magmatismo toleítico que formou o enxame de diques Serra do Mar (Guedes *et al.*, 2005).

### 3.2 Estratigrafia do Terreno Cabo Frio

As unidades foram num primeiro momento identificadas como gnaisses granitoides muito migmatizados e biotita gnaisses pouco migmatizados. Sendo elas rochas metassedimentares aluminosas e quartzito-feldspáticas, com intercalações anfibolíticas e calcissilicáticas subordinadas (Rosier, 1957). Mais tarde, essas duas unidades foram denominadas como unidades Búzios e Palmital separando-as mineralogicamente, principalmente pela presença de cianita (Reis *et al.*, 1980). Após isso, estas mesmas unidades foram denominadas sequências Inferior e Superior conforme sua disposição estratigráfica levando-se em conta diques que cortam a unidade. Estes estão presentes apenas na sequência inferior, concluindo-se então que a sequência superior foi depositada após a intrusão dos diques. A então sequência superior foi descrita como cianita-sillimanita-granada biotita gnaisses migmatíticos com bandas leucossomáticas e intercalações menores de rochas calcissilicáticas e anfibolitos. (Heilbron *et al.*, 1982).

Atualmente dividimos as rochas da unidade supracrustal como gnaisses máficos e paragnaisses em 4 diferentes litotipos: rochas aluminosas contendo cianita e/ou sillimanita, rochas calcissilicáticas, quartzitos feldspáticos e metabasitos. Dividindo esses litotipos em proporções relativas, foram definidas duas sucessões, a Sucessão Búzios e a Sucessão Palmital (Schmitt *et al.* 2008a).

O embasamento paleoproterozoico é um ortogneisse subdividido em duas unidades, uma félsica predominante e outra máfica subordinada. São elas as Unidade Região dos Lagos e a Unidade Forte São Mateus, respectivamente. A unidade Forte São Mateus é constituída por ortogneisses anfibolíticos bandados. Intercalado tectonicamente com esta unidade está a unidade Região dos Lagos que contém ortogneisses félsicos com intrusões anfibolíticas. (Schmitt *et al.*, 2004).

O Complexo Região dos Lagos após ser caracterizado por Rosier (1957), Reis et., al (1980) e Heilbron (1982), foi definido como migmatitos heterogêneos, representados por biotita-microclina-plagioclásio gnaisses e hornblenda-biotita-microclina-plagioclásio gnaisses, cinzentos, de granulação média a fina com veios leucocráticos, delgados, graníticas e pegmatoides. E também corpos anfibolíticos dobrados, estirados e com estruturas de *boudins*.

A Sucessão Búzios compõe-se de paragnaisse pelíticos com intercalações calcissilicáticas e anfibolíticas (Schmitt *et al.*, 2008a) enquanto a Sucessão Palmital é composta de paragnaisse quartzo-feldspáticos com intercalações de gnaisses metapelíticos aluminosos, rochas calcissilicáticas e camadas de quartzito (Schmitt *et al.*, 2004).

### 3.3 Geologia de Búzios

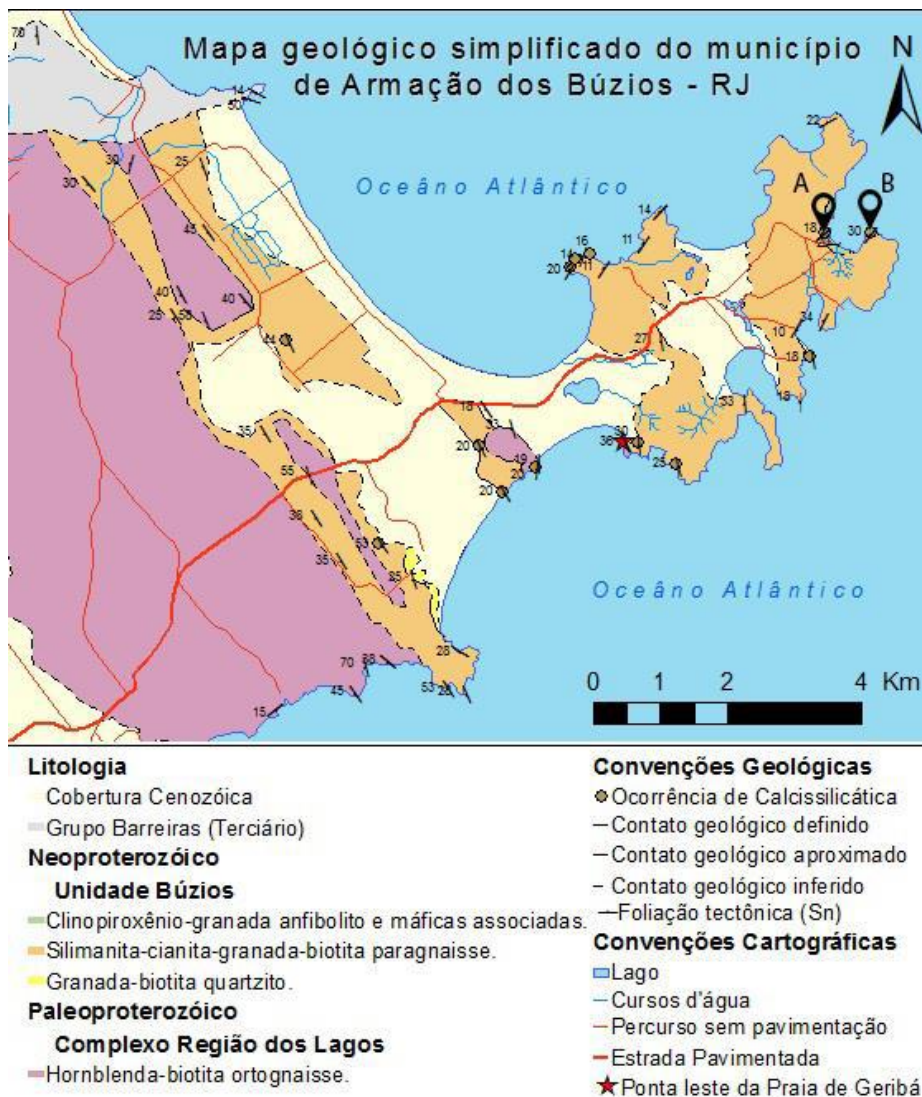


Figura 4 - Mapa geológico simplificado de Armação de Búzios com indicação de pontos A e B de coleta de amostras na Praia Brava. Adaptado de (Rezende et al., 2020).

A área deste estudo abrange afloramentos próximos à Praia Brava no município de Armação de Búzios, Rio de Janeiro (Figura 4).

A Sucessão Búzios é predominantemente composta de paragnaisses pelíticos com silimanita, cianita, granada e biotita bandados ou homogêneos com intercalações de até 50m de rochas calcissilicáticas e camadas máficas e ultramáficas (anfíbolitos e clinopiroxênio-gnaisses). Localmente ocorrem camadas quartzíticas de até 5 cm (Schmitt *et al.*, 2008a, 2016).

A Unidade Palmital compõe-se principalmente de granada-sillimanita-biotita gnaisses em pacotes de até 300m com intercalações de até 20m rochas calcissilicáticas esverdeadas compostas de granada-clinopiroxênio gnaisses (Schmitt *et al.*, 2004, 2016).

As rochas calcissilicáticas, principal foco deste trabalho, intercalam-se a essas sequências como lentes de 0,5 a 1m de espessura dentro dos paragnaisses frequentemente formando *boudins* (Schmitt *et al.*, 2008a). Essas rochas são divididas em duas variedades conforme a proporção de clinopiroxênio.

O primeiro litotipo é o granada-diopsídio gnaisse, possuindo de 40 a 70% de clinopiroxênio. Possuem cor verde clara e granulometria média. Sua assembleia mineralógica é diopsídio (50~60%), muitas vezes em níveis, biotita (~15%), granada (~10-20%), plagioclásio (~7-14%), quartzo (~7-13%). Anfibólio e escapolita são acessórios frequentes e microclina, muscovita, tremolita/actinolita, calcita, titanita, zircão, minerais opacos e carbonatos como traços. (Schmitt *et al.*, 2012). Essas camadas podem aparecer isoladas ou em pacotes de até 30m de espessura em que um dos exemplos descritos é a Praia Brava, no município de Armação de Búzios (Heilbron *et al.*, 1982). Quando isolados, geralmente mostram-se como *boudins* de 5 a 20cm de espessura e 45cm a 1m de comprimento (Schmitt *et al.*, 2012).

A segunda variedade foi denominada diopsídio gnaisse e costuma apresentar-se em pacotes homogêneos de até 6m de espessura e sem acamamentos internos, granulometria variando de fina a média. Geralmente intercalado em quartzito-feldspáticos na Sucessão Palmital e em gnaisses metapelíticos aluminosos da Sucessão Búzios. quartzo (20-50%), diopsídio (~15%), biotita (10-20%), plagioclásio (~10%), ortoclásio (10%), granada (~5%) e anfibólio (~5%) como essenciais, microclina e calcita como acessórios e muscovita, clorita, escapolita, carbonato, zircão, rutilo, apatita e opacos como traço. (Schmitt *et al.*, 2012).

Interpreta-se que a sedimentação na Bacia Búzios-Palmital é contemporânea à atividade magmática de uma fonte máfica-ultramáfica. Essa sequência metavulcanossedimentar provavelmente representa uma bacia de assoalho oceânico. As Sucessões Búzios e Palmital são interpretadas como variedades laterais de uma mesma bacia. Pela variação composicional, interpreta-se que os litotipos são derivados de sedimentos turbidíticos a hemipelágicos de um leque submarino. Sendo os quartzito-feldspatos da Sucessão palmital os turbiditos imaturos os depósitos da porção medial do leque, no talude continental e os pelíticos da Sucessão Búzios podem corresponder à fácies distal pelágica. As camadas calcissilicáticas podem representar depósitos químicos possivelmente relacionadas a eventos vulcânicos (Schmitt *et al.*, 2008a)

No entanto, também existe a interpretação de que as Sucessões Búzios e Palmital foram depositadas em condições tectônicas, ambientais e temporais distintas. A Bacia de Búzios seria de 600 Ma de um regime extensional e poderia ser uma bacia de *back-arc* ou um ambiente intraoceânico distante da margem continental, intercalada com depósitos vulcânicos *E-MORB*. A Sucessão Palmital seria depositada num regime convergente há cerca de 590 – 550 Ma, num depósito de *forearc* que culminou na colisão continental (Fernandes *et al.*, 2015).

### 3.4 Metamorfismo

No Terreno Cabo Frio, o metamorfismo se manifesta principalmente na paragênese mineral em metapelitos, metassedimentos calcissilicáticos e metabasitos. Este metamorfismo ocorreu durante os eventos deformacionais de D1 a D4 (Schmitt *et al.*, 2012) e possui um alto grau indicado pelas paragêneses observadas, da faixa de granulito médio a alto, com a temperatura sendo no mínimo 850°C e a pressão de pelo menos 14kbar (Schmitt *et al.*, 2004). No Grupo Búzios-Palmital é possível observar nos gnaisses metapelíticos aluminosos uma associação mineral de cianita + sillimanita + k-feldspato + granada + biotita + plagioclásio + rutilo, com evidência de fusão parcial *in situ* na forma de leucossomas quartzo-feldspáticos. (Schmitt *et al.*, 2012). Nos metassedimentos quartzo-feldspáticos, evidencia-se associações minerais que caracterizam fácies metamórficas nas camadas com abundância de biotita. Nos níveis mais aluminosos, geralmente se encontra sillimanita e/ou cianita. (Schmitt *et al.*, 2012). Os paragnaisses mostram a associação mineral granada + biotita + sillimanita + k-feldspato + plagioclásio (andesina) + quartzo com presença de leucossomas (Schmitt *et al.*, 2012). Os



metassedimentos calcissilicáticos exibem associação mineral composta por diopsídio + quartzo + granada + plagioclásio + escapolita, evidenciando equilíbrio mineralógico nos granada-clinopiroxênio gnaiss. A associação do Diopsídio Gnaiss é composta por quartzo + diopsídio + biotita + plagioclásio + granada + hornblenda. Assim, estas associações são coerentes com as condições metamórficas. No entanto, estas rochas não são boas marcadoras de temperatura e pressão altas (Schmitt *et al.*, 2012). Nos ortoanfibolitos da unidade Forte São Mateus, encontra-se a associação mineral com hornblenda + plagioclásio + quartzo + diopsídio + granada + biotita. Como produto de reação mineral de substituição parcial que caracterizam um metamorfismo retrógrado ocorre diopsídio por hornblenda, tremolita/actinolita, clinozoisita e calcita, hornblenda por actinolita/tremolita em quantidades traço e biotita e plagioclásio (oligoclásio e andesina) por clinozoisita. (Schmitt *et al.*, 2012) E por fim, a paragênese mineral que caracteriza o Complexo Região dos Lagos é k-feldspato + plagioclásio + quartzo + hornblenda + biotita.

#### 4 REVISÃO SOBRE METAMORFISMO EM CALCISILICÁTICAS

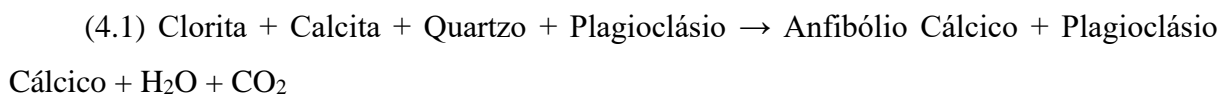
Rochas calcissilicáticas são um tipo de rocha metamórfica que se formam da alteração de rochas sedimentares ricas em carbonatos. Essas rochas são nomeadas pelo fato de que são compostas principalmente de minerais cálcicos e silicáticos.

O estudo de Ferry 1983, mencionado em Yardley (1989), analisou metassedimentos carbonáticos na região centro-sul do Maine, Estados Unidos e os dividiu em áreas delimitadas, que apresentam semelhanças com as Zonas Barrovianas (Tabela 1). Essa análise sendo aplicada nas amostras aqui estudadas revelou propriedades e transformações minerais semelhantes, onde se destacam duas zonas bem definidas. A zona do anfibólio e a zona do diopsídio.

Tabela 1 - Comparação de zonas metamórficas calcissilicáticas e pelíticas. Adaptado de Yardley, 1989.

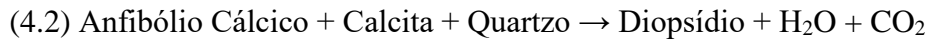
<b>Zona de rochas pelíticas</b>	<b>Zona de rochas calcissilicáticas</b>
Granada	Zoisita-calcita-biotita Zoisita-hornblenda
Estaurolita Cianita	Anortita-hornblenda
Sillimanita	Anortita-piroxênio (Diopsídio)

Na zona do anfibólio, observa-se a presença de anfibólio e plagioclásio mais ricos em cálcio, provenientes da clorita e calcita, além de biotita e quartzo em equilíbrio metamórfico. A reação que representaria a formação de anfibólio e plagioclásios mais cálcicos é:



A zona do diopsídio apresenta uma associação mineral que inclui diopsídio, zoisita, anfibólio rico em cálcio, plagioclásio e quartzo. A presença de biotita e microclina é possível,

mas não garantida. A origem do diopsídio é resultado da desidratação do anfibólio rico em cálcio a partir da reação com calcita e quartzo, seguindo a seguinte reação:



A rocha calcissilicática é caracterizada pela presença significativa de plagioclásio, um mineral que é importante na determinação do teor de cálcio. Quando essas rochas carbonatadas são metamorfizadas, o plagioclásio pode apresentar teores de anortita superiores a 50%, ou seja, entre labradorita e anortita, o que indica um alto teor de cálcio e é consistente com a formação de plagioclásio em rochas metamórficas carbonatadas.

A presença de biotita em rochas metamórficas ricas em cálcio é relativamente incomum, porém em rochas como calcários, dolomitos impuros e margas, a biotita pode ser formada por meio de reações que podem atuar como reagentes ou também como produtos (Zussman et al., 2013). A possível geração de formação da biotita seria:



O epidoto pode ser encontrado em rochas metamórficas frequentemente associado à clinozoisita e zoisita. Sua presença pode ser usada para determinar a temperatura do metamorfismo e também é relevante na formação de outros minerais. Sua formação seguiria a reação a seguir:



A granada também ocorre em metamorfismo de rochas ricas em carbonatos, muito provavelmente uma grossulária (Fettes & Desmons, 2007). A grossulária pode ser formada a partir da transformação do epidoto, conforme a reação abaixo, e sua presença associada ao quartzo pode fornecer informações sobre a temperatura do metamorfismo (Winkler 1976).



De acordo com Zussman et al. (2013) A escapolita, que é um aluminossilicato de sódio e cálcio, é encontrada em rochas metamórficas ricas em cálcio, e seu teor de cálcio aumenta de

acordo com o grau de metamorfismo. A formação da escapolita ocorre pela reação de olivina com carbonato (Reação 4.6), indicando um alto grau de metamorfismo em rochas carbonatadas. Apesar de não identificado no trabalho, a Escapolita está presente na variedade granada diopsídio gnaiss das calcissilicáticas da região (Schmitt et al., 2012).

#### (4.6) 3 Olivina + Calcita → Escapolita

Esses fenômenos podem ter se verificado nos protólitos das rochas calcissilicáticas da região para gerar anfibólio, diopsídio, biotita, epidoto, granada e escapolita, pois esses minerais aparecem em conjuntos nas paragêneses.

### 4.1 Sistema KASH para rochas metapelíticas

Para auxiliar na estimativa de temperatura e pressão das rochas calcissilicáticas, será usado o sistema KASH nas rochas metapelíticas associadas para uma maior precisão, já que as rochas metapelíticas são melhores marcadoras de altas pressões e temperaturas.

O sistema KASH é uma série de estabilidade mineral usado em petrologia metamórfica para descrever a faixa de estabilidade de minerais em diferentes ambientes metamórficos. Foi desenvolvido no trabalho de Frank Spear em 1999. As letras do sistema KASH significam cianita (*kyanite* no original), anfibólios (hornblenda e actinolita), estaurolita (*staurolite* no original) e granada. Os minerais que dão nome ao sistema se arranjam em ordem de grau metamórfico, sendo a cianita o mais baixo grau e a granada se formando nos graus mais altos. O sistema é útil para inferir pressão e temperatura que a rocha foi submetida no processo de metamorfismo.

Existem cinco reações no sistema KASH, saturado em quartzo, que se intersectam em um ponto invariante (IP1) em aproximadamente 730°C e 6,1 kbar (Figura 5). São elas:

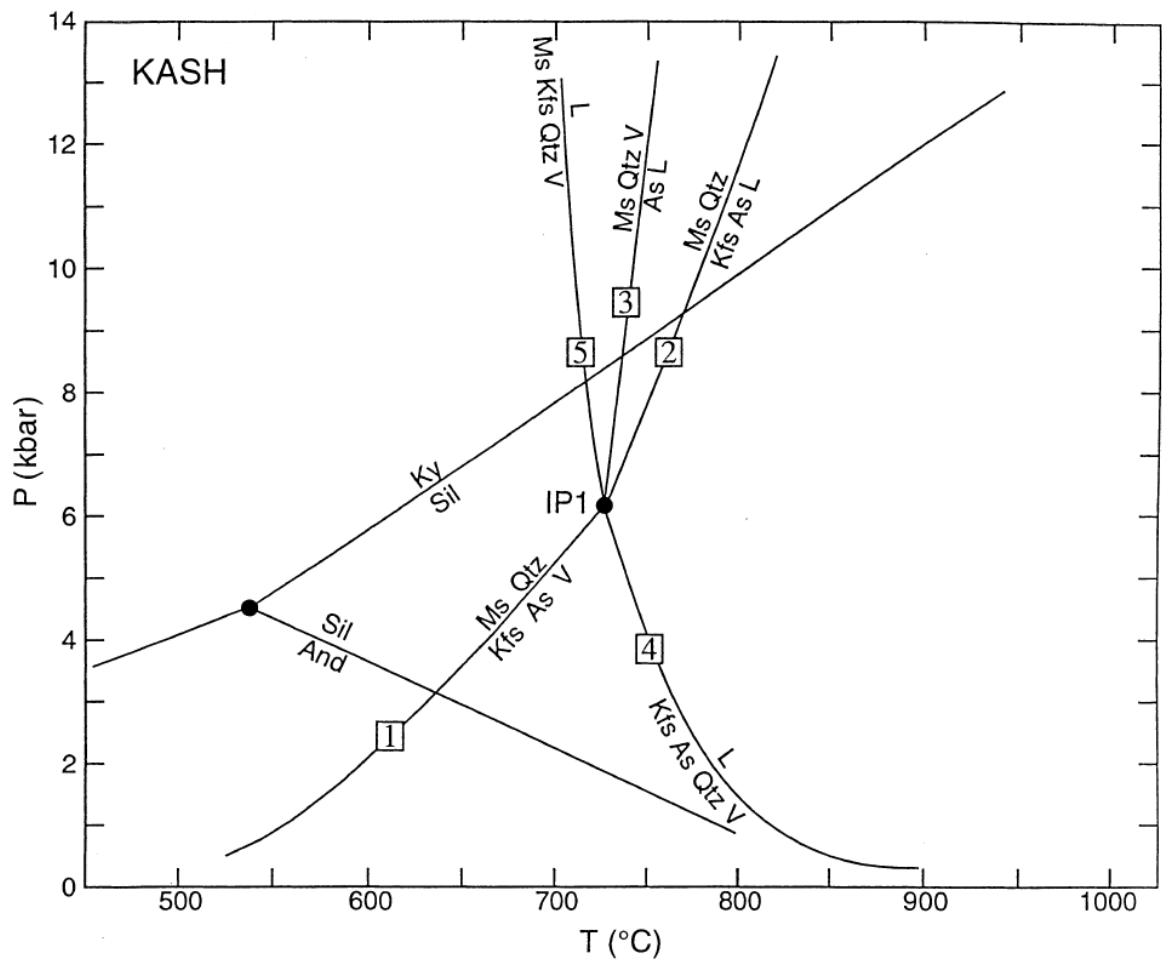


Figura 5 - Diagrama de pressão e temperatura para o sistema KASH em rochas pelíticas com as reações acima descritas. Retirado de Spear *et al.* (1999). Sil = sillimanita, And = andaluzita, Ky = cianita, Ms = muscovita, Kfs = k-feldspato, Qtz = quartzo, V = vapor, L = líquido, As = aluminossilicato.

- (1) – Muscovita + Quartzo =  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  + K-feldspato +  $\text{H}_2\text{O}$
- (2) – Muscovita + Quartzo =  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  + K-feldspato + Líquido
- (3) – Muscovita + Quartzo +  $\text{H}_2\text{O}$  =  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  + Líquido
- (4) – K-Feldspato +  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  + Quartzo =  $\text{H}_2\text{O}$  + Líquido
- (5) – Muscovita + K-Feldspato + Quartzo +  $\text{H}_2\text{O}$  = Líquido

## 5 RESULTADOS

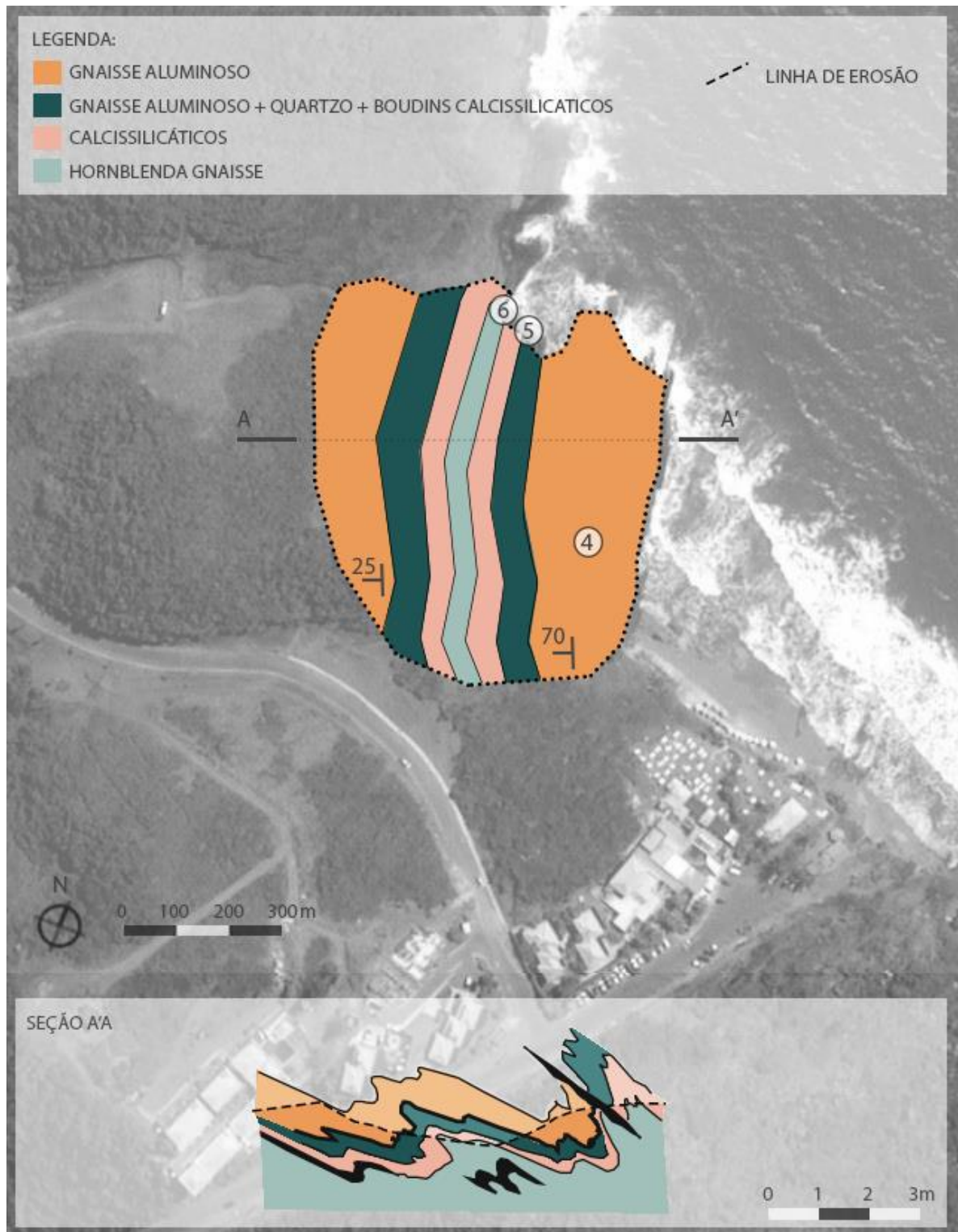


Figura 6 - Mapa geológico esquemático do afloramento estudado com identifições (4, 5 e 6) de coletas de amostras. Identificado como ponto A na Figura 4.

## 5.1 Geologia do Afloramento

O afloramento estudado constitui uma dobra antiformal com camadas calcissilicáticas no núcleo e cianita paragneisses na porção externa (Figura 6). Foram coletadas amostras em cada uma das camadas. As amostras 1 e 2 não aparecem no mapa, mas foram coletados no lado direito da praia, no ponto B da figura 4, e suas lâminas descritas para um melhor entendimento da geologia dessas rochas. A amostra 3 é inexistente.

Tabela 2 - Relação de amostras analisadas e suas litologias correspondentes.

<b>Nome da lâmina</b>	<b>Litologia</b>
JPPB01	Gnaiss calcissilicático
JPPB02	Gnaiss metapelítico aluminoso
JPPB04B	Gnaiss metapelítico aluminoso
JPPB04C	Gnaiss metapelítico aluminoso
JPPB041A	Gnaiss calcissilicático
JPPB041C	Gnaiss calcissilicático
JPPB05	Gnaiss calcissilicático
JPPB06	Hornblenda gnaiss

O contato entre os gnaisses metapelíticos e os gnaisses calcissilicáticos parece ser gradacional. Isso também é comprovado pela descrição das lâminas, a seguir. É importante ressaltar que as lâminas confeccionadas são mais grossas que o habitual, conferindo, às vezes, cores de interferência altas não frequentemente vistas nesses minerais.

A camada 1 é caracterizada como uma calcissilicática com granulação média e com uma xistosidade marcada principalmente pela biotita. Possui em sua assembleia mineralógica biotita, clinopiroxênio, quartzo, microclina. E plagioclásio, granada, rutilo, epidoto, carbonato, titanita, sericita, zircão e opacos como acessórios. O clinopiroxênio ocorre como agregados de cristais subédricos com contatos retos, marcando uma textura granoblástica, médio a alto grau



de alteração. Provavelmente sendo diopsídio. É possível observar biotita parcialmente cloritizada em alguns cristais. Foi denominado aqui de biotita-diopsídio gnaisse.

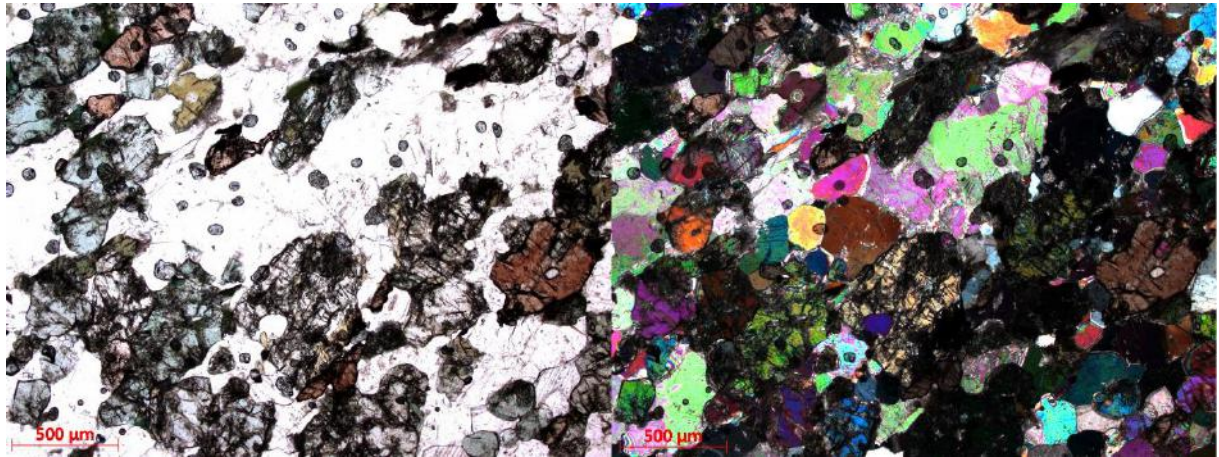


Figura 7 - Visão da lâmina JPPB01 com cristais de clinopiroxênio em textura granoblástica. À esquerda, nicóis descruzados e à direita nicóis cruzados.

A camada 2 é caracterizada como um gnaisse metapelítico aluminoso, chamada de granada-biotita gnaisse e possui granulação média. Destaca-se na amostra alguns cristais de sillimanita. A biotita marca uma xistosidade da rocha com cristais subdesenvolvidos. Destaca-se também alguns fenocristais de granada com inclusões de quartzo. A mineralogia é composta de granada, biotita, quartzo, k-feldspato, carbonatos e opacos.

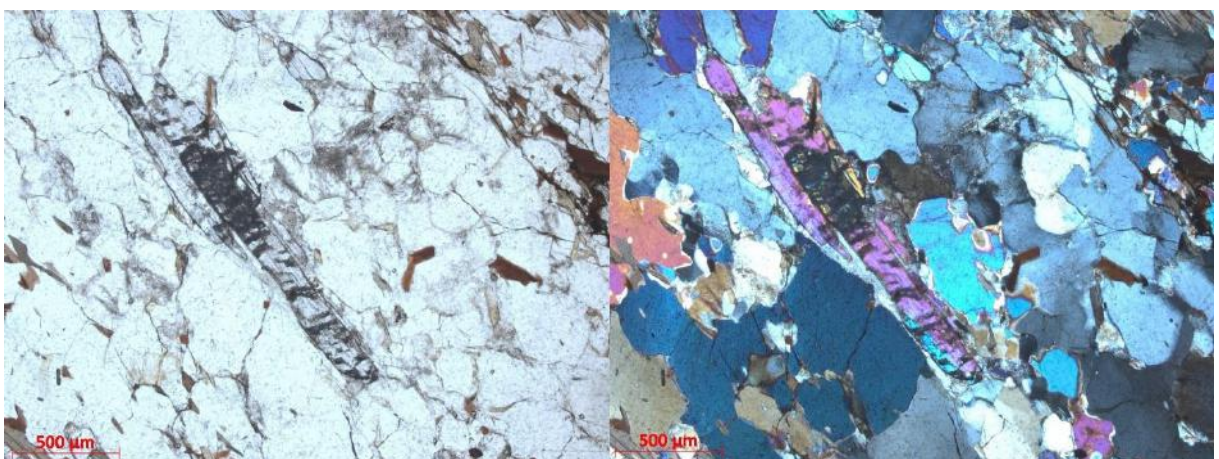


Figura 8 – Cristal de sillimanita na lâmina JPPB02. À esquerda, nicóis descruzados e à direita, cruzados.



A camada 4 é caracterizada como um paragneisse metapelítico aluminoso com níveis calcissilicáticos, nela foram colhidas 4 amostras. As amostras 4B e 4C, que representam o próprio gnaiss metapelítico aluminoso, e as amostras 41A e 41B, que representam os níveis calcissilicáticos desse gnaiss.

As amostras 4B e 4C apresentam uma granulação média e possuem composição geral constituída de quartzo, granada, biotita, sillimanita e microclina majoritariamente e carbonatos, rutilo, ortoclásio, plagioclásio e opacos em menor proporção. Possuem cristais predominantemente anédricos e com um leve alinhamento marcado pela biotita. Os cristais de granada presentes frequentemente possuem inclusões de clinopiroxênio, quartzo, cianita e rutilo e defletindo a biotita. Biotita em tons avermelhados representando um alto teor de titânio. Frequentemente encontra-se sericita substituindo a sillimanita. A sillimanita apresenta contatos retos com os minerais ao redor significando que os minerais estão em equilíbrio. Rutilo sempre associado a cristais de granada e algumas vezes de cianita. A rocha aqui foi denominada de sillimanita-granada-biotita gnaiss.

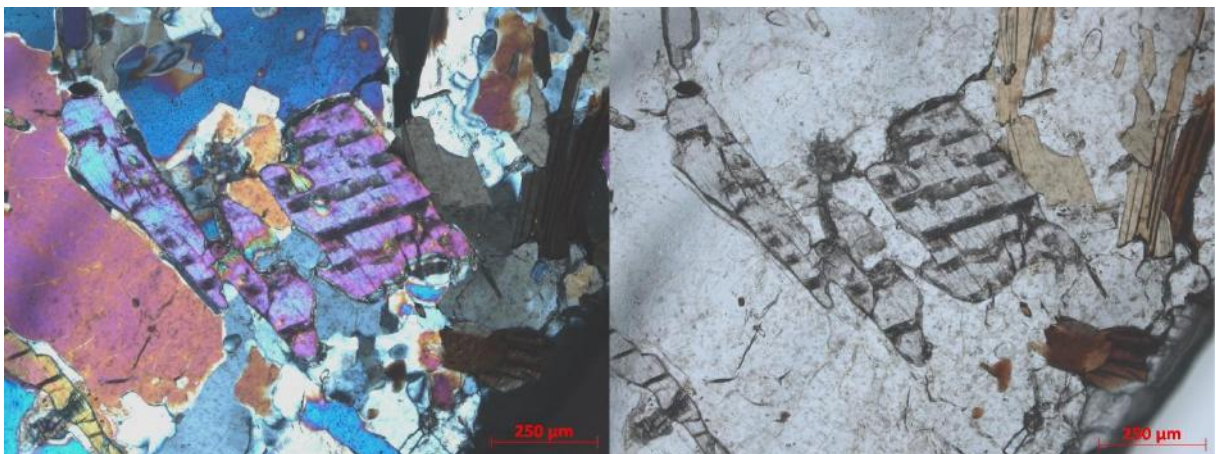


Figura 10 - Visão de detalhe de grão de sillimanita com contatos retos na lâmina JPPB04B. À esquerda nicóis cruzados e à direita, descruzados.

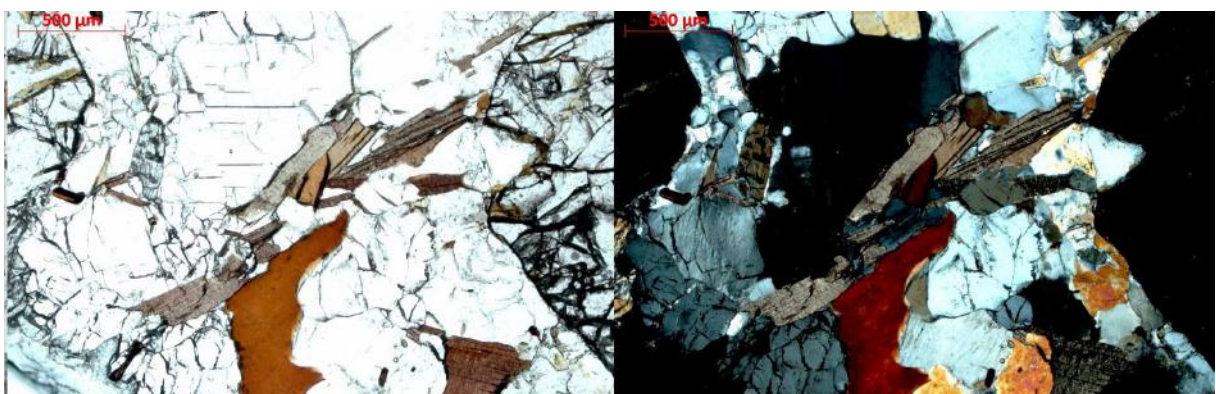


Figura 9 – Granada com inclusão de biotita e contatos retos e evidência de sillimanita na lâmina JPPB04C. À esquerda nicóis descruzados e à direita cruzados.

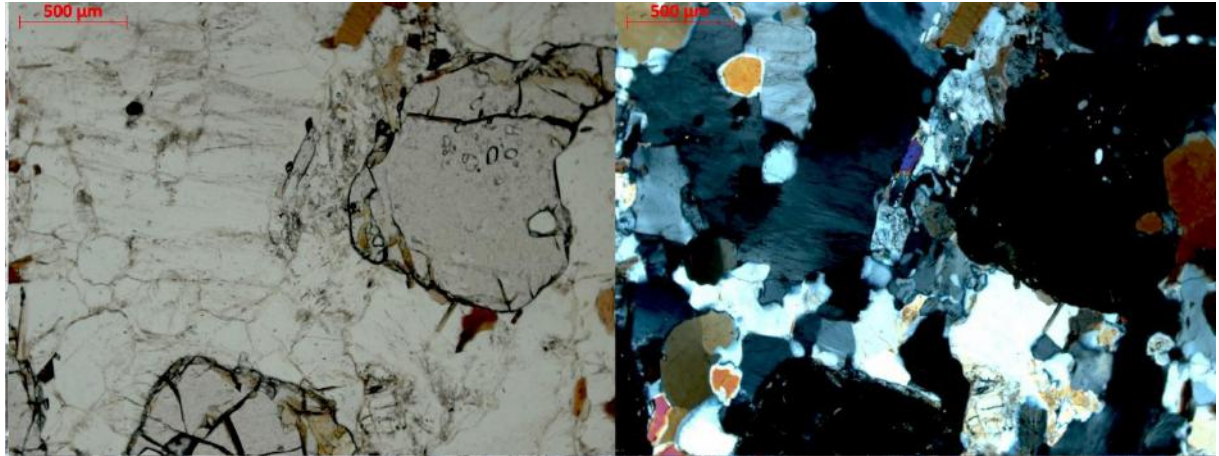


Figura 11 - Granada com inclusão de quartzo em contato com uma biotita avermelhada na lâmina JPPB04C. À esquerda nicóis descruzados e à direita, cruzados.

As amostras 41A e 41C possuem um elevado grau de alteração e granulometria fina. Destaca-se a granada numa granulometria bem mais grossa que o restante dos minerais. O clinopiroxênio e o plagioclásio especialmente apresentam-se bastante alterados. A composição mineralógica principal é granada, quartzo, clinopiroxênio, plagioclásio, muscovita e acessórios como carbonatos e opacos. Essas rochas calcissilicáticas são nomeadas de diopsídio gnaisse. Neste nível começa a se notar uma diminuição dos minerais mais aluminosos, com maior quantidade de minerais cálcicos, como o plagioclásio.

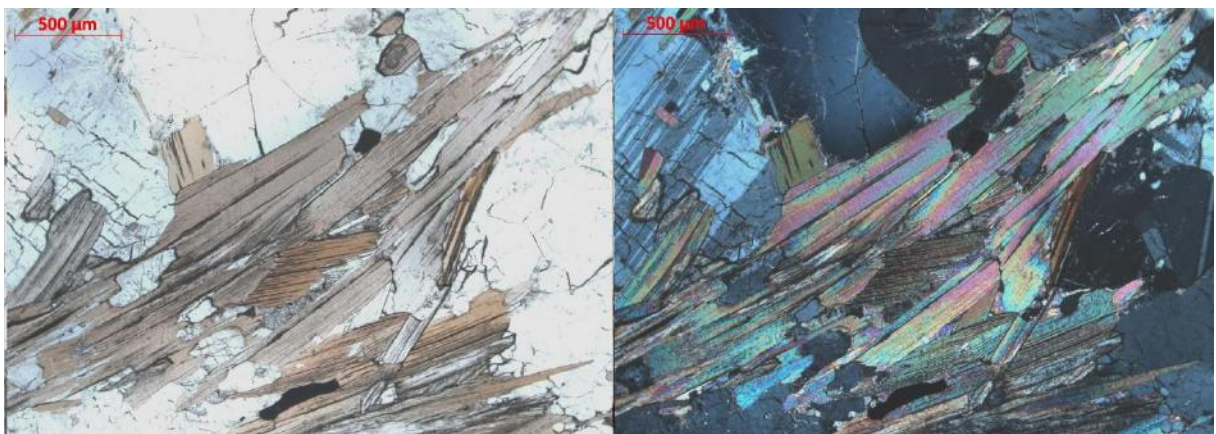


Figura 12 - Agregado de cristais de biotita em contato com plagioclásio e quartzo na lâmina JPPB41A. À esquerda nicóis descruzados e à direita, cruzados.



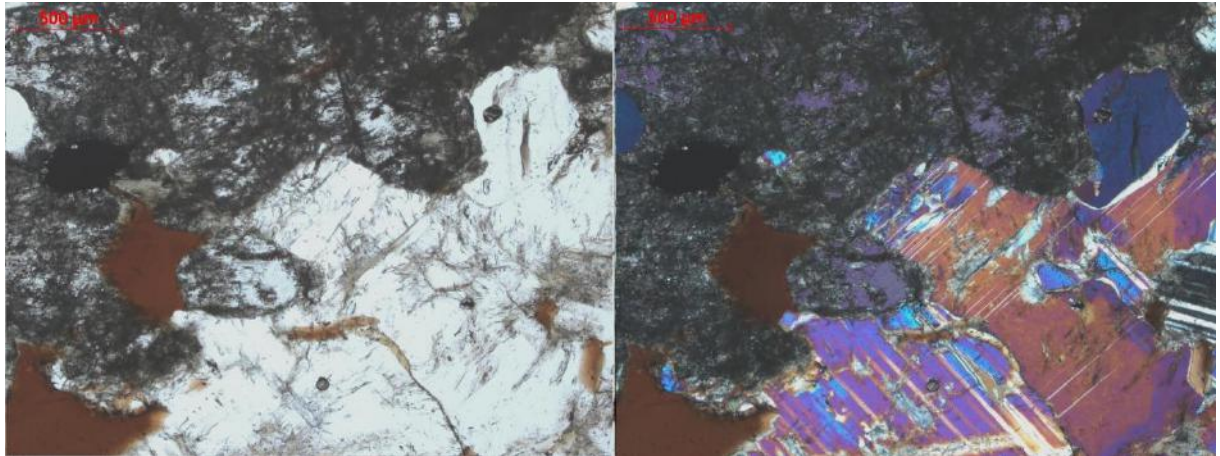


Figura 13 - Cristal de clinopiroxênio bastante alterado em contato com plagioclásio com cor de interferência anômala na lâmina JPPB41A. À esquerda nicóis descruzados e à direita, cruzados.

A camada 5 é inteiramente de rochas calcissilicáticas, da variedade granada diopsídio gnaiss, segue padrões parecidos com a amostra anteriormente analisada, mas com maior quantidade de clinopiroxênio, também denominada de granada-diopsídio gnaiss. Granulação média a fina e grãos bastante alterados. Xistosidade definida principalmente pela biotita. A mineralogia principal é quartzo, biotita, clinopiroxênio, plagioclásio e granada. É possível observar alteração de biotita para clorita.

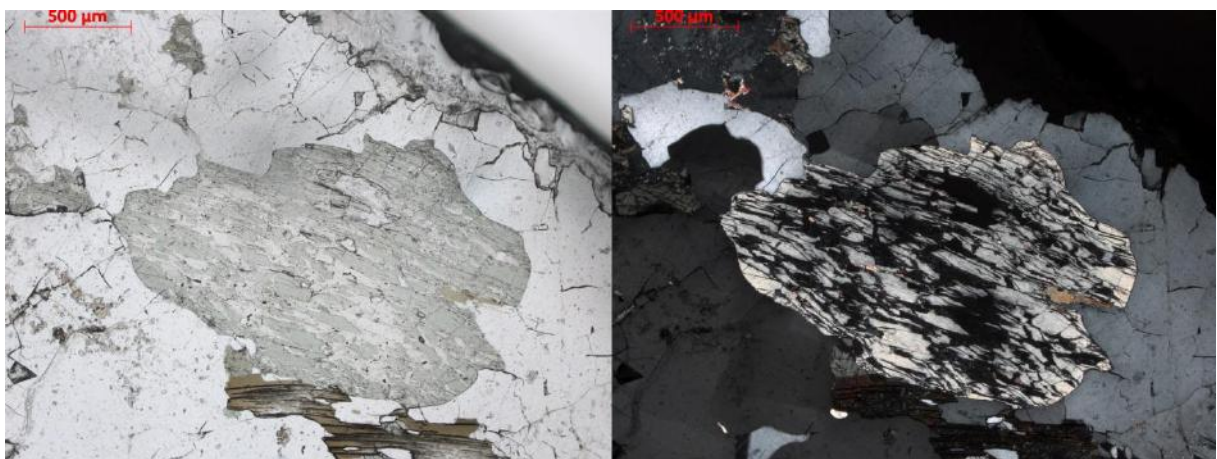


Figura 14 - Grão de clinopiroxênio alterado em detalhe na lâmina JPPB05. À esquerda nicóis descruzados, à direita, cruzados.

A camada 6 é um hornblenda gnaiss que possui granulação média a grossa, orientação bem marcada e cristais predominantemente xenomórficos. Identifica-se a hornblenda como pela sua cor verde e seu pleocroísmo em tons de verde claro. Sua mineralogia compõe hornblenda, quartzo, granada, diopsídio, microclina, plagioclásio e carbonatos.



Figura 15 – Na porção inferior da lâmina, um aglomerado de cristais de hornblenda com biotita. À esquerda nicóis descruzados, à direita, cruzados.

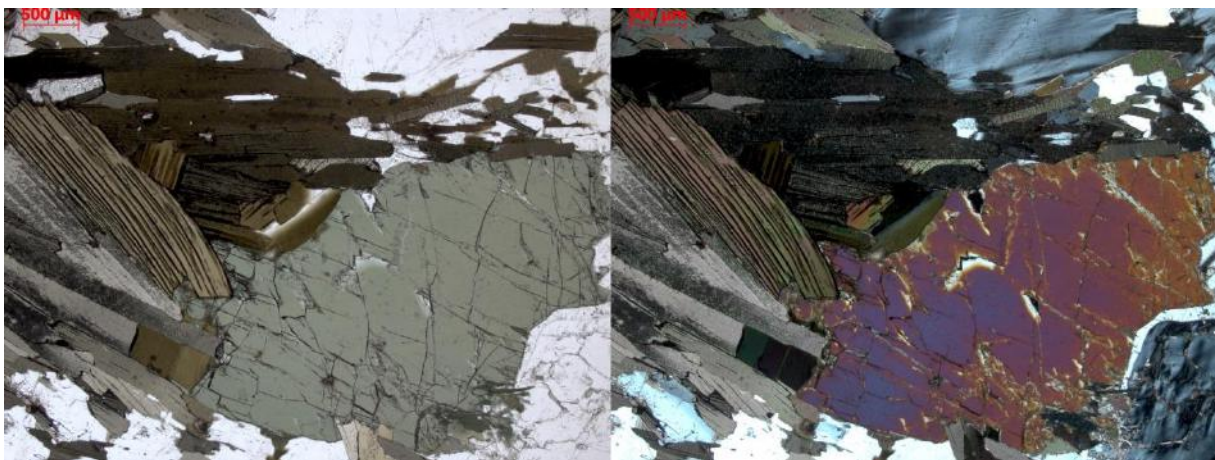


Figura 16 - Em destaque um cristal de hornblenda com contatos retos com cristais de biotita, indicando equilíbrio. À esquerda nicóis descruzados e à direita, cruzados.

## 5.2 Metamorfismo

O estudo das rochas carbonáticas e, conseqüentemente das rochas associadas, que dão origem às calcissilicáticas foi feito por diversos autores. Porém, não há informações na

literatura sobre como essas paragêneses se formam em rochas calcissilicáticas e não há grades petrogenéticas que explicam melhor os processos e reações que ocorrem nessas rochas quando encontradas em altas pressões. Frequentemente possuem anfibólio ou clinopiroxênio em suas paragêneses. Aqui será primeiro descrita a paragênese identificada nas lâminas.

### 5.2.1 Paragêneses metamórficas

Nos litotipos de gnaisses metapelíticos, a presença de cianita sugere que a rocha passou por um metamorfismo de alta pressão. A granada pode ter se formado antes ou em conjunto com a cianita. A presença de biotita indica a presença de hidratação e facilita a visualização de uma possível deformação, que são comuns em rochas metamórficas. A biotita, o K-feldspato indicam a presença de um ambiente rico em potássio. A presença de cianita e silimanita conjuntas indica um desequilíbrio metamórfico. A paragênese do litotipo é:  $\pm$  **Cianita**  $\pm$  **Silimanita** + **Granada** + **Plagioclásio** + **Biotita** + **K-feldspato** + **Quartzo**  $\pm$  **Rutilo**  $\pm$  **Calcita** + **Opacos**.

Nas rochas calcissilicáticas, a presença de granada, hornblenda e diopsídio indica que a rocha passou por metamorfismo de alta pressão e temperatura, visto que esses minerais se formam em condições metamórficas de alto grau. O desaparecimento do K-feldspato e uma maior quantidade de plagioclásio pode ser observada. Essa paragênese é: **Granada** + **Hornblenda** + **Diopsídio** + **Plagioclásio** + **Quartzo** + **Carbonatos**

### 5.2.2 Interpretações metamórficas

Como as relações entre as zonas calcissilicáticas e pelíticas são muito amplas, como se observa a região em azul na Figura 17, dificultando-se definir uma região mais específica para caracterização de pressão e temperatura de formação dessas rochas. Como alternativa, podemos usar os gnaisses metapelíticos aluminosos de protólito pelítico associados, melhores indicadores de pressão e temperatura como forma de sustentar padrões para o metamorfismo das rochas da região num todo.



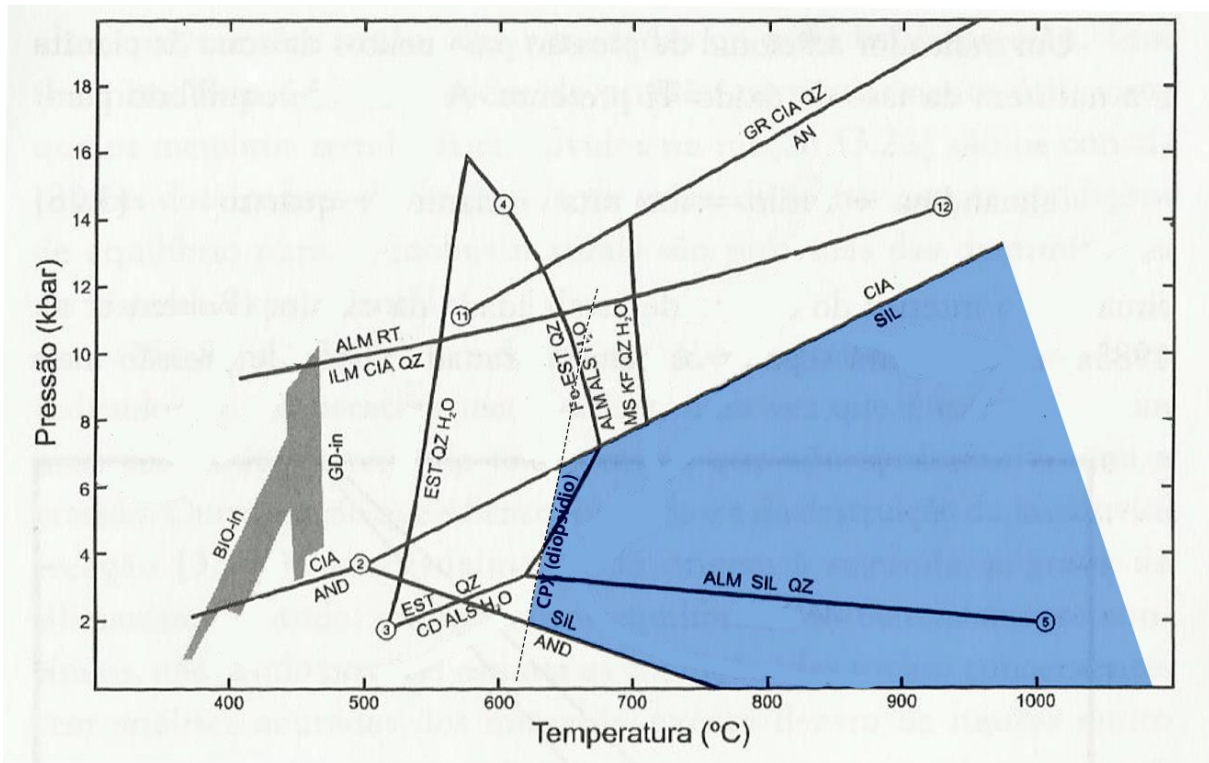


Figura 17 - Grade petrogenética para metassedimentos pelíticos com a adição da isógrada do diopsídio dos protólitos máficos. Adaptado de Yardley, 1989. ALM = almandina, ALS = aluminossilicato, AN = anortita, AND = andalusita, BIO = biotita, CIA = cianita, CD = cordierita, EST = estauroлита, GD = granada, GR = grossulária, ILM = ilmenita, KF = feldspato, MS = muscovita, OPX = ortopiroxênio, QZ = quartzo, RT = rutilo, SIL = silimanita, CPX = clinopiroxênio. A área sombreada representa condições aproximadas das isógradas da biotita e da granada.

Caracterizando os gnaisses metapelíticos aluminosos da região baseando-se em sua mineralogia, a paragênese cianita + k-feldspato, com evidências de fusão parcial e ausência de muscovita é um bom indício de metamorfismo de fácies granulito médio a alto usando o sistema KASH. O que representaria uma pressão de aproximadamente 9kbar e temperatura próxima a 770°C.

A ausência da muscovita, juntamente com a presença de k-feldspato e aluminossilicatos, indica que a rocha passou pelo metamorfismo seguindo a reação (2) do sistema KASH, estando acima da isógrada da cianita, bastante presente na região. Indicando pressões e temperaturas de 9 kbar e 770°C em seu pico metamórfico indicando uma fácies anfibolito alto a granulito alto, corroborando dados anteriormente apresentados.

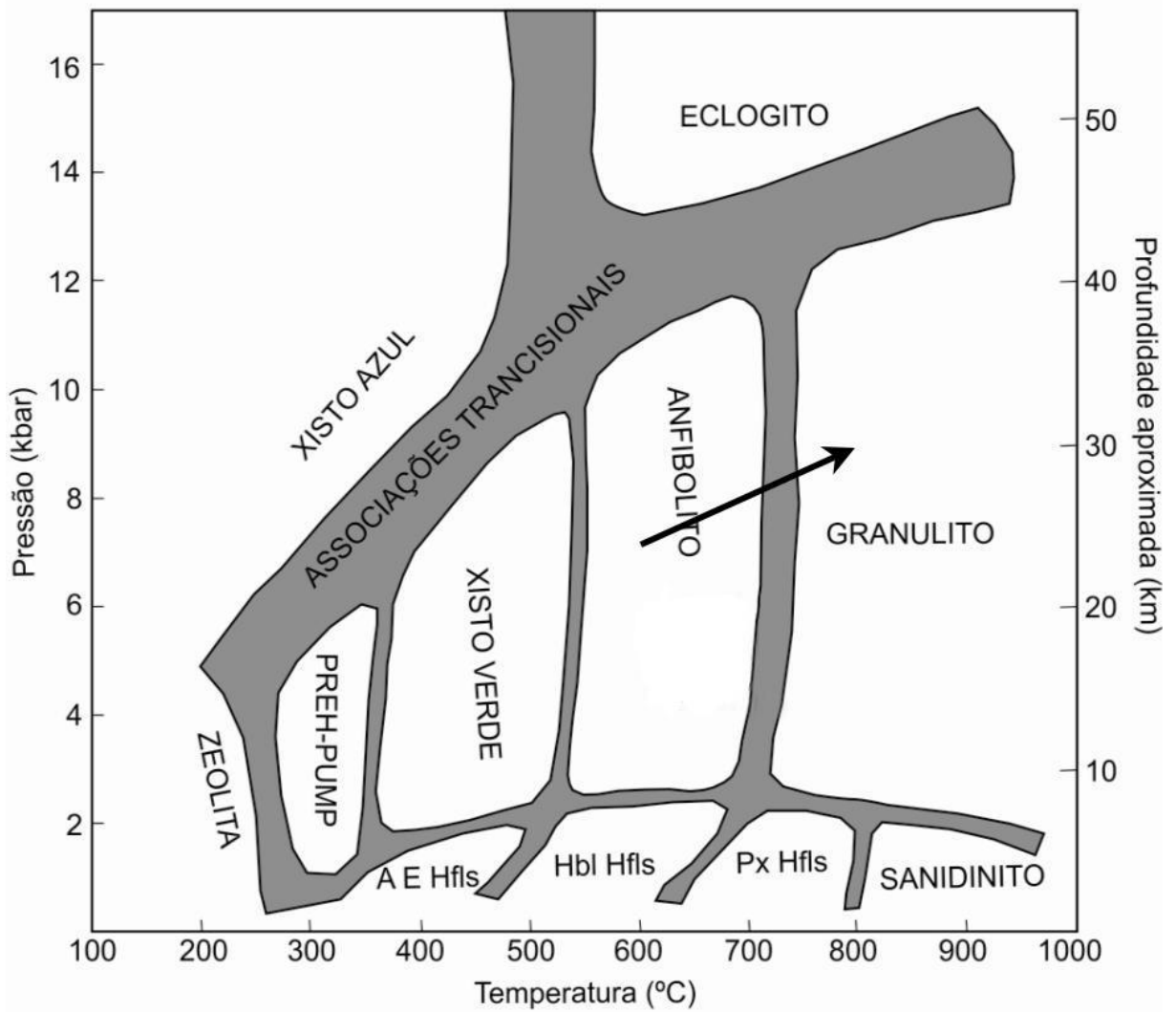


Figura 18 - Diagrama P-T de fácies metamórficas com provável “caminho” de metamorfismo das amostras da Praia Brava representadas pela seta. Hfls = hornfels, AE = albita-epidoto, HBL = hornblenda, PX = Piroxênio, PREH-PUMP = prehlita-pumpellyita. Retirado de Yardley, 1989.

## 6 DISCUSSÃO

### 6.1 Comparação e correlação com outros trabalhos regionais

O afloramento deste trabalho está incluído na descrição de Heilbron *et al.* (1982) que descrevem uma camada de 15 a 20 m de espessura que está descrito na Praia Brava como as rochas calcissilicáticas da Sequência Superior. As calcissilicáticas são descritas como lentes de 0,5 a 1m de espessura ou como camadas contínuas de até 3m intercaladas com os paragneisses ou em pacotes de até 30m (Heilbron *et al.*, 1982). Também podem ser camadas isoladas, como *boudins*, de 5 a 20cm, dentro dos paragneisses das sucessões Búzios e Palmital (Schmitt *et al.*, 2008a, 2012, Skrepnek *et al.*, 2009). Especificamente o litotipo diopsídio gnaïsse aparece em pacotes homogêneos de até 6m de espessura (Schmitt *et al.*, 2012). Na base dos paragneisses da Sucessão Palmital, ocorre um pacote de 20m das calcissilicáticas em contato com o embasamento. (Capistrano *et al.*, 2017, 2020)

Com relação à idade, essas amostras foram datadas como ediacaranas (Fernandes *et al.*, 2015) a partir do método U-Pb em zircões detríticos e obteve-se uma idade no intervalo entre 590-550 Ma para a sedimentação da bacia de Búzios.

Schmitt *et al.* (2004, 2012) sugerem dois diferentes litotipos de rochas calcissilicáticas na região separando-se pela porcentagem de clinopiroxênio. As amostras 41A e 41B se encaixam em uma dessas variações, o Diopsídio Gnaïsse. Pode-se observar um aumento na quantidade de diopsídio e plagioclásio e conseqüente desaparecimento de cianita/silimanita e k-feldspato nas amostras calcissilicáticas da Sucessão Búzios como descrito em (Heilbron *et al.*, 1982, Schmitt *et al.*, 2012). Esse aumento de minerais ricos em cálcio das camadas mais velhas para as camadas mais novas reforça a ideia de um ambiente de deposição do protólito transicional.

O alto grau de metamorfismo é confirmado pela paragênese metamórfica Clinopiroxênio + Granada + Plagioclásio + Quartzo + Hornblenda da fácies granulito (Schmitt *et al.*, 2004, 2012). Como proposto por Yardley (1989) e também feito em Schmitt *et al.* (2012), pode-se correlacionar o aparecimento de diopsídio com a zona da sillimanita nos metapelitos o que daria coerência ao metamorfismo presente na região, melhor caracterizado por rochas metapelíticas. Num todo, as unidades do Domínio Tectônico Cabo Frio, apresentam assembleias mineralógicas que indicam um pico metamórfico com valores de P e T perto de 9kbar e 780°C (Capistrano *et al.*, 2017, Vieira *et al.*, 2022).



Essas rochas calcissilicáticas estão em contato com ortognaisses félsicos do Complexo Região dos Lagos (Schmitt *et al.*, 2012). Tanto as camadas calcissilicáticas da Sucessão Búzios (este trabalho) quanto da Sucessão Palmital estão nesses contatos. Capistrano *et al.* (2017) detalharam os paragnaisses aluminosos e calcissilicáticas da Sucessão Palmital. Eles concluíram que os protólitos seriam litoarenitos e wackes com proveniência sedimentar quartzosa e contribuição pelítica. Esse protólito teria se depositado próximo à área-fonte com elevada topografia. O ambiente de deposição seria de clima frio e semiárido com predominância de intemperismo físico. A principal área fonte indicada por esses autores seria o Arco Magmático do Rio Negro, do Ediacarano, com uma população menor de zircões detriticos do Complexo Região dos Lagos como fonte paleoproterozoica.

A Bacia Búzios-Palmital desenvolveu-se no Neoproterozoico tardio com sedimentação contemporânea à atividade magmática que gerou os anfíbolitos intercalados (Schmitt *et al.*, 2008). As condições de P e T e o estilo de deformação tectônica sugerem que essa sequência passou por metamorfismo em profundidade de pelo menos 30km, que seria de uma zona de subducção relacionada ao amalgamento dos terrenos do cinturão Ribeira para a formação do Gondwana. (Schmitt *et al.*, 2008b). Uma outra hipótese é que a deposição da Sucessão Palmital seria concomitante com o início da colisão continental, com a subducção da margem passiva em direção a Oeste. Ou seja, esses sedimentos seriam depositados em um ambiente tectônico transicional entre os últimos momentos de subducção e o começo da colisão com depósitos de mar profundo (Capistrano *et al.*, 2017).

A principal hipótese para o ambiente deposicional dessa área é que as Sucessões Búzios e Palmital seriam variedades laterais de uma mesma bacia sedimentar. Interpretando-se que os diferentes litotipos são provenientes de sucessão turbidítica e sedimentos hemipelágicos de um leque submarino. As camadas com quartzito-feldspático da Sucessão Palmital representam depósitos da porção medial do leque e os pelíticos da Sucessão Búzios correspondem à fácies distal pelágica. Nesse cenário, as camadas calcissilicáticas possivelmente representam depósitos químicos relacionados a eventos vulcânicos (Schmitt *et al.*, 2008a). Pela rocha calcissilicática apresentar um volume de granada consideravelmente maior que os outros litotipos da bacia, isso pode significar a deposição de lama carbonática no processo turbidítico de formação da Unidade Palmital (Gomes, 2022).

Em contraponto, existe também a teoria de que o Grupo Búzios-Palmital represente ambientes tectônicos distintos. A Bacia Búzios teria se desenvolvido há 600 Ma num regime extensional que poderia ser uma bacia de *back-arc* ou um ambiente intra-oceânico. A Bacia

Palmital teria se depositado durante um regime convergente entre 590 a 550 Ma que culminou com a colisão do Oeste do Gondwana. Essa margem ativa é associada com a erosão de rochas do arco magmático do Orógeno Ribeira e também com o Terreno Costeiro, para depositar principalmente a sequência psamítica imatura (turbidítica) e os pelitos associados. A Sucessão Palmital seria uma boa candidata para esse terreno turbidítico, que é mais comum em prismas acrecionais em regimes de *fore-arc*. Dentro deste regime, a proximidade das rochas arqueanas do Bloco Angola provavelmente também contribuíram com o material da Bacia (Fernandes *et al.*, 2015).

E há também trabalhos que propõem que o Grupo Búzios-Palmital representa bacias de dois terrenos distintos. A Bacia Palmital com uma contribuição maior do Terreno Oriental e a Bacia Búzios, com uma contribuição africana. Essa hipótese originou-se a partir dos dados de datação U-Pb em zircão detrítico, que revelou uma população predominante do Orosiriano que indicariam o Cráton da Angola como área fonte principal. Apesar dos indícios de material oceânico, o depósito seria bem próximo à margem continental africana (Rezende, 2020).

## **6.2 Possíveis ambientes de deposição de rochas calcissilicáticas – exemplos fora da região**

### **6.2.1 Complexo Metamórfico de Sawtooth**

O primeiro trabalho analisado para comparação é o de Fukai (2013) que analisou gnaisses calcissilicáticos no Complexo Metamórfico de Sawtooth em Idaho, Estados Unidos. Na região, os gnaisses calcissilicáticos ocorrem como lentes concordantes e camadas deformadas a não deformadas. As unidades calcissilicáticas do Complexo Metamórfico Sawtooth possuem colorações esverdeadas, acinzentadas e verde-esmeralda, variam em espessura entre 0,3 a 15m e frequentemente possuem estrias glaciais em seus afloramentos. Apresenta semelhanças com as rochas estudadas pela espessura da camada, em afloramentos centimétricos a dezenas de metros e na coloração esverdeada.

O bandamento gnáissico é descrito como níveis verdes ricos em anfibólio e diopsídio (0,5 a 3cm), níveis verde-escuros ricos em clinozoisita e diopsídio (0,5 a 3cm), níveis marrons claro ricos em biotita (0,5 a 1,5cm). Veios leucocráticos discordantes e concordantes (0,15 a 1m de

largura) compostos principalmente de feldspato estão intercalados por todos afloramentos de calcissilicáticos da área e estão frequentemente associados com ramificações de veios menores (10-32cm de largura) oxidados. Essas unidades são interpretadas como diques do Mioceno e Terciário. Possuem certa semelhança em mineralogia com as calcissilicáticas de Búzios principalmente pela grande presença de diopsídio e de veios leucocráticos.

As análises do trabalho sugerem que os calcissilicáticos derivam de um protólito clástico sedimentar e representam muito mais uma unidade estratigráfica do que uma unidade metassomática dentro da sequência sedimentar da região. Os protólitos variam de um mais arenítico com carbonatos até um protólito mais parecido com folhelhos calcários (margas). São interpretados como uma deposição adjacente a uma sequência arenito para folhelho com protólitos contendo variações de proporção entre argila e material quartzo-feldspático. Essa transição é característica da fácies sedimentar de transição de um talude de oceano profundo para depósito de plataforma costeira. A sequência de arenitos calcários para folhelhos representados pelas calcissilicáticas aqui podem refletir uma transição de oceano profundo a raso de sedimentos bem selecionados e maduros depositados numa margem passiva.

Assinaturas geoquímicas dos calcissilicáticos da área indicam uma associação aos sedimentos da margem passiva pós-arqueana similares aos estratos dos Supergrupos Cinturão mesoproterozoico e Windermere. As calcissilicáticas da região não exibem evidência geoquímica que indicam uma associação a um arco magmático ou sedimentos do Terreno Paleoproterozoico Selway. As rochas da região podem representar um componente de alto grau do metamorfismo regional dos estratos mesoproterozoicos e neoproterozoicos registrando múltiplos episódios de metamorfismo e deformação da crosta ao longo da margem do Laurentia Ocidental associada com a formação e separação do Paleocinturão Rodínia.

Aqui é interpretado um ambiente marinho de transição entre talude de oceano profundo até uma plataforma costeira para a origem do protólito das calcissilicáticas, sendo semelhante à interpretação dada por alguns outros trabalhos feitos na região de Búzios.

### 6.2.2 Complexo de Yellow Aster

O segundo trabalho é o de Hoffnagle (2014) que analisou gnaisses calcissilicáticos no Complexo Yellow Aster, a noroeste do estado de Washington, Estados Unidos.

O Complexo de Yellow Aster consiste em gnaisses calcissilicáticos quartzosos, piroxênio gnaisses, margas e quartzitos localizados. O litotipo mais comum é o gnaisse calcissilicático quartzoso, que contém contínuos níveis ricos em quartzo e plagioclásio alternando-se com camadas mais máficas. Esses níveis definem uma foliação milonítica a gnáissica em escala milimétrica com alinhamento mineral. Quartzo pode ser observado em fitas milimétricas a centimétricas. O gnaisse calcissilicático também está intercalado com a marga cinza escura e quartzito. O contato entre essas litologias é abrupto sem gradação visível. A segunda variedade, menos comum, de calcissilicática é o piroxênio gnaisse. Possui finos níveis de foliação ( $\leq 2\text{mm}$ ), contém uma grande quantidade de minerais máficos e é comumente menos silicioso comparado ao outro gnaisse. Também aparenta ser relativamente homogêneo em escala de afloramento. Contatos entre os dois gnaisses são paralelos à foliação em ambos e são interpretados como pré-metamórficos.

Um regime marinho raso com entrada de detritos reciclados é um potencial ambiente deposicional para os paragnaisses de Schriebers Meadow. Como o gnaisse calcissilicático quartzoso possui uma granulometria mais fina, isso sugere uma fonte mais madura ou uma troca de fácies relacionada com os processos deposicionais e energia. Um cenário de deposição marinha rasa perto da costa é provável devido às litologias. Os paragnaisses do Complexo de Yellow Aster são todos interpretados como depósitos de marinho raso, e cada bloco tectônico contém rochas calcissilicáticas que são texturalmente similares sugerindo que cada bloco teria sido formado dentro da mesma bacia.

Sistemas turbidíticos de longo alcance poderiam possivelmente explicar o transporte de sedimentos, mas é esperado que minerais mais densos como zircões afundem na coluna d'água próximos da fonte.

Em resumo, o Complexo Yellow Aster consiste em litologias metamórficas pré-devonianas e devonianas. As duas variações de gnaisses calcissilicáticos são interpretadas como um calcário siliciclástico depositado em ambiente marinho raso. Infere-se que o Complexo Yellow Aster representa terrenos amalgamados com relação com o Laurentia ou Báltico, ou uma bacia com um arco magmático associado, que recebeu sedimentos de fontes do Laurentia e Báltico.

Apesar de uma mineralogia relativamente discordante das calcissilicáticas da região de Búzios, em uma de suas variedades principalmente pela grande quantidade de minerais máficos., A outra variedade, mais comum, possui uma mineralogia um pouco mais semelhante, com uma quantidade significativa de plagioclásio e quartzo, com poucos ou nenhum mineral

máfico. A interpretação aqui também é de um sistema turbidítico que representa um depósito em ambiente marinho raso, concordante com interpretações locais em Búzios.

### 6.2.3 Domínios Antogil-Masora e Antanarivo

A terceira e última análise é feita nos domínios Antogil-Masora e Antanarivo, Madagascar por Costa *et al.* (2021). A segunda unidade identificada no trabalho é um pacote calcissilicático estruturalmente acima dos quartzitos, composto de rochas verde escuro (~10m de espessura) com camadas intermitentes de margas brancas de até 2m de espessura e quartzito impuro, de até 1m de espessura. É composto principalmente de minerais ricos em cálcio, como diopsídio, anfibólio, epidoto e minerais acessórios como quartzo, biotita, plagioclásio e titanita. A unidade mostra foliação milonítica e uma crenulação de clivagem transposta. Na base, o calcissilicático diopsídio gnaissé é dominante. Em direção ao topo, a rocha mostra intercalação de camadas de margas brancas de granulometria grossa, constituídas principalmente pela recristalização de calcita. Estruturalmente abaixo está um quartzito com intercalações de (granada-sillimanita) muscovita-biotita xistos, com tremolita ocorrendo acessoriamente próximas ao contato com as calcissilicáticas. E acima plagioclásio-biotita paragneisses finos de contato concordante, porém as camadas mostram estruturas de tensão o que poderia indicar um contato tectônico.

A sequência inferior que é composta das unidades de quartzito e calcissilicáticas possui uma fonte principalmente paleoproterozoica e secundariamente uma contribuição arqueana com idade máxima de deposição em 1,78 Ga, baseada em U-Pb de zircões detríticos. Essa sequência reflete uma sedimentação estável de plataforma continental no embasamento e/ou nas margens do Domínio Antanarivo e é correlacionada com o Grupo Itremo. As fontes são variadas e os detritos podem ser derivados de crátons orientais (Dharwar, Antogil, Masora) ou de crátons ocidentais (Tanzânia). A abundante quantidade de detritos de idade paleoproterozoica indica uma provável fonte da África oriental. Os dados indicam uma bacia paleoproterozoica a cedo-mesoproterozoica que cobria Madagascar central e possivelmente incluía a África oriental.

O principal cenário tectônico pra essa bacia sedimentar cedo-criogeniana seria um regime de *back-arc* continental associado a um sistema de subducção externo, que ficou preso pela subducção de um sistema de transformação de crista.

Neste trabalho, as rochas tem uma semelhança bastante alta em mineralogia com as rochas aqui estudadas, porém diferem expressivamente em espessura de camada e idade de deposição do protólito. A interpretação concluída aqui, de uma sedimentação em plataforma continental também corrobora dados já investigados em outros trabalhos da região de Búzios.

## 7 CONCLUSÃO

Com base nos resultados obtidos neste estudo, é possível inferir que as rochas calcissilicáticas da região estudada passaram por um processo de metamorfismo que resultou em uma fácies anfibolito alto a granulito alto. Essa conclusão é apoiada pelas temperaturas e pressões de estabilidade da paragênese mineral apresentada, juntamente com a fácies metamórfica definida pelo sistema KASH nos gnaisses metapelíticos aluminosos associados às calcissilicáticas da região.

Além disso, ao comparar os resultados com outros estudos a nível global e local sobre rochas calcissilicáticas, é possível inferir um provável ambiente de sedimentação para essas rochas. Os trabalhos a nível global sugerem um ambiente de deposição marinha rasa perto da costa, com entrada de detritos reciclados e a deposição de sedimentos bem selecionados e maduros em uma margem passiva. Os trabalhos locais apontam para a possibilidade de as sucessões de Búzios e Palmital representarem variedades laterais de uma mesma bacia sedimentar, possivelmente relacionadas a eventos vulcânicos e a um leque submarino. A partir dessa análise conjunta, foi sugerido que os gnaisses calcissilicáticos dessa região provavelmente foram depositadas em um ambiente de transição de um talude de oceano profundo para depósito de plataforma costeira. Esse ambiente pode ter sido influenciado por sistemas turbidíticos. As camadas calcissilicáticas estariam associadas a depósitos químicos relacionados a eventos vulcânicos sin-deposicionais ou uma possível deposição de lama carbonática durante os episódios turbidíticos.

Em resumo, os resultados deste estudo contribuem para a compreensão da geologia regional e sugerem a presença de um pico de fácies metamórfica para as rochas da região e uma reafirmação do ambiente de sedimentação do protólito dos gnaisses calcissilicáticas em um possível ambiente marinho raso próximo da costa. No entanto, é importante destacar que há ainda muitas questões em aberto e hipóteses divergentes sobre a história geológica da região, indicando a necessidade de estudos futuros para esclarecer a origem e evolução dessas rochas.

## REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M. *et al.* *The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazonas River*. In: NAIRN, A. E. M.; STEHLI, F. G. (Ed.) *The Ocean Basin and Margins*, v.1. New York: Plenum, 1973, p. 411-446 ISBN 9780306377716

ALMEIDA, F. F. M. O Cráton de São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 7, p.349-364, 1977. ISSN 2317-4692

BARBOSA, O. *et al.*, **Geologia Estratigráfica, Estrutural e Econômica da área do “Projeto Araguaia”**. Rio de Janeiro, DNPM, 1966. 94 p. (Monografia DGM 19)

BRITO NEVES, Benjamim Bley de; FUCK, Reinhardt A. *Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform*. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 47, p.72-89, 2013. ISSN 0895-9811

BUCHER, Kurt; GRAPES, Rodney. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 8. ed. [S. l.]: Springer, 2010. 441 p. ISBN 978-3-540-74168-8.

CAPISTRANO G. G. *et al.* 2017. *Evidence of a Neoproterozoic active continental margin – geochemistry and isotope geology of high-grade paragneiss from the Ribeira Orogen, SE Brazil*. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 77, pp. 170-184. ISSN 0895-9811

CAPISTRANO G. G. *et al.*, 2020. *Ediacaran ophiolite relics in the SE Brazilian coast: Field, geochemical and geochronological evidence from metabasites and paragneisses*. **Journal of South American Earth Sciences**, 105 p.10304. ISSN 0895-9811

COSTA R. L. *et al.*, *Tectonic Evolution of an Early Cryogenian late-magmatic basin in central Madagascar*. **Journal of African Earth Sciences**, v. 179, p. 104205, 2021. ISSN 1464-343X



DANTAS *et al.*, Mapeamento da vegetação e da paisagem do município de Armação de Búzios, Rio de Janeiro, Brasil. **Rodriguésia**, Rio de Janeiro, v. 60, n. 1, p. 025-38, 14p. 2009. ISSN 0370-6583

FETTES, D.; DESMONS, J. (Ed.) *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press. 243p. 2007.

FERNANDES G.L. *et al.*, 2015. *Unraveling the tectonic evolution of a Neoproterozoic-Cambrian active margin in the Ribeira Orogen (SE Brazil): U-Pb and Lu-Hf provenance data*. **Precambrian Research**, v. 266, p. 337-360. ISSN 0301-9268

FERRY, J.M. *Mineral reaction and elements migration during metamorphism of calcareous sediments from the Vassalboro Formation, south-central Maine*. *American Mineralogist*, n. 68, p. 334-354, 1983.

FUKAI, Isis. *Metamorphic and geochemical signatures of calc-silicate gneisses from the Sawtooth Metamorphic Complex, Idaho, USA: Implications for crustal evolution in western North America*. 2013. 209p Dissertação (Master of Science) – Department of Geology and Geophysics, Graduate Faculty of the Louisiana State University and Agricultural and Mechanical College, Louisiana.

GOMES, C. Grossi. **Evolução metamórfica dos paragneisses (Unidade Palmital) e ortoanfibolitos (Suíte José Gonçalves) do Orógeno Búzios na Serra do Palmital (Rio Bonito, RJ)**. 2022. 147p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Curso de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

GUEDES, E. *et al.* *K-Ar and  $40\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of dikes emplaced in the onshore basement of Santos Basin, Resende area, SE Brazil: implications for the south Atlantic opening and Tertiary reactivation*. **Journal of South America Earth Science**, v. 18, n. 3-4, p. 371-382. 2005. ISSN 1464-343X

GUEDES, E. **O enxame de diques da Serra do Mar na região entre Resende e**

**a Baía da Ilha Grande, RJ.** 2007. 186 p. Tese (Doutorado em Análise de Bacias; Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais) – Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

HASUI, Y. *et al.* *The Phanerozoic Tectonic Evolution of the Western Minas Gerais State.* **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 47, n. 3-4, p. 431-438, 1975. ISSN 0001-3765

HEILBRON, M. *et al.* Geologia do Cabo dos Búzios. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 54, n. 3, p. 553-562, 1982. ISSN 0001-3765

Heilbron, M. O limite entre as faixas de dobramento Alto Rio Grande e Ribeira na seção geotransversal Bom Jardim de Minas (MG)-Barra do Piraí (RJ). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, **Anais do XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia**. Natal, SBG, v.6 p. 2813-2826.

Heilbron M. 1995. O segmento central da Faixa Ribeira: síntese geológica e ensaio de evolução Teotectônica. Tese de Livre Docência, Departamento de Geologia e Geofísica, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, 110p.

HEILBRON, M. *et al.* *From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil.* In: Talwani, M., Mohriak, W. (eds.) **Atlantic Rifts and Continental Margins**. 1ª ed. Washington, DC: *American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series*. 2000. v. 115. p. 1-34. ISBN 9781118664490

HEILBRON, M.; MACHADO, N. *Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Belt (SE Brazil).* **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 125, n. 1-2, p. 87-112, 2003. ISSN 0301-9268

Heilbron, M. *et al.* A Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito-Neves B. B. (Eds.) **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra**

de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, 2004. p. 203-234. ISBN 8587256459

Heilbron, M., *et al.* *Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions.* In: Pankhurst, R.J.; Trouw, R.A.J.; Brito-Neves, B.B.; de Wit, M. (Eds.), **West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region**, *Journal Geological Society London*, Special Publication, vol. 294, pp. 211-232. 2008. ISSN 0016-7649

HOFFNAGLE, Eric A. *Age, origin, and tectonic evolution of the Yellow Aster Complex: northwest Washington State.* 2014. 154p. Dissertação (Master of Science) – *Geology Department, College of Science and Engineering, Western Washington University, Bellingham.*

REIS, A. P. et al. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro: **Geologia e Recursos Minerais das Folhas de Cabo Frio e Farol do Cabo.** Niterói: DRM-RJ, 1980.

REZENDE, L. C. *et al.*, *Provenance of paragneisses from Búzios sequence in Armação dos Búzios – RJ (Brazil).* In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 16, Campinas. Anais do 16º Simpósio de Geologia do Sudeste. Campinas: Sociedade Brasileira de Geologia, 2019.

Rosier G.F. **A geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano** (Estado do Rio de Janeiro). Rio de Janeiro: DNPM-DGM, 1965. p. 1-40. (Boletim DGM/DNPM, 222).

SCHMITT, R. S. *et al.* *Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil).* **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 133, n.1-2, p. 29-61, Aug. 2004. ISSN 0301-9268

SCHMITT, R. S. *et al.* *Age and geotectonic setting of Late-Neoproterozoic juvenile mafic gneisses and associated paragneisses from the Ribeira Belt (SE Brazil): geochemistry and Sm-Nd data - implications on Gondwana assembly.* **Gondwana Research**, v. 13, p. 502-515, 2008a. ISSN 1342-937X

SCHMITT, R. S. *et al.* *Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater.* **Journal of the Geological Society of London**, v. 294, p. 279-296, 2008b. ISSN 0016-7649

SCHMITT, R. S. *et al.* **Geologia e recursos minerais da folha Rio das Ostras SF.24-Y- A-IV e Cabo Frio SF.23-Z-B-VI, estado do Rio de Janeiro** Belo Horizonte, 2012. 1 mapa, color. Escala 1:100.000.

SCHMITT, R. S. *et al.* *The tectonic significance of the Cabo Frio Tectonic Domain in the SE Brazilian margin: a Paleoproterozoic through Cretaceous saga of a reworked continental margin.* **Brazilian Journal of Geology**, 46, p. 37–66, 2016. ISSN 2317-4692

SPEAR, F. S., *et al.* *P–T paths from anatexis pelites.* **Contributions to Mineralogy and Petrology** v.134, pp. 17–32, 1999. ISSN 0010-7999

SKREPNEK, C. C; SCHMITT, R. S; GUERRA, J. V; *Geology and Geomorphology of Papagaios Island, Cabo Frio, SE Brazil.* **Journal of Coastal Research**, Edição Especial 56, p. 767-771. 2009. ISSN 0749-0208

TUPINAMBÁ M. **Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro.** 1999. 221p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Programa de Pós Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

VIEIRA, T. A. T. *et al.* *Contrasting P-T-t paths of basement and cover within the Búzios Orogen, SE Brazil – Tracking Ediacaran-Cambrian subduction zones.* **Precambrian Research**, v. 368. p. 29-61, Jan. 2022. ISSN 0301-9268

WINKLER, H.G.F. *Petrogenesis of metamorphic rocks.* 4<sup>a</sup> ed. *Springer*, 334p. 1976. ISBN 3540780130

WINTER, John D. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. 1<sup>a</sup> ed. Pearson College, 697p. 2001. ISBN 9780132403429

YARDLEY, B. W. D. *et al. Atlas of Metamorphic Rocks and Their Textures*. [S. l.]: Prentice Hall, 1989. 128p. ISBN 0582301661

YARDLEY, B. W. D. *An introduction to metamorphic petrology*. 1<sup>a</sup> ed. Harlow: Longman Scientific & Technical, 1990. 268p. ISBN 0582300967

ZUSSMAN, J.; HOWIE, R. A.; DEER, W. A. *An introduction to the Rock-forming Minerals*. 3<sup>a</sup> ed. Londres: *Mineralogical Society*, 2013. 498p. ISBN 9780903056274