

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**CARACTERIZAÇÃO DOS MÁRMORES DO COMPLEXO PORONGOS NA REGIÃO DE  
CANDIOTA, CINTURÃO DOM FELICIANO, RS**

**LUIZA BALLICO**

Porto Alegre, 2022

**LUIZA BALLICO**

**PROJETO TEMÁTICO EM GEOLOGIA III**

**CARACTERIZAÇÃO DOS MÁRMORES DO COMPLEXO PORONGOS NA REGIÃO DE  
CANDIOTA, 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 obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Orientadores:** Profa. Dra. Carla C. Porcher  
Prof. Dr. Edinei Koester

Porto Alegre, 2022

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 intitulado **Caracterização Dos Mármoreos Do Complexo Porongos Na Região De Candiota, Cinturão Dom Feliciano, RS** elaborado por Luiza Ballico, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora:**

---

Prof. Dr. Marcus Remus

---

Dr. Daniel Triboli Vieira

---

Dr. Guilherme Hoerlle

## CIP - Catalogação na Publicação

Ballico, Luiza

Caracterização Dos Mármoreos Do Complexo Porongos Na Região De Candiota, Cinturão Dom Feliciano, RS / Luiza Ballico. -- 2022.

69 f.

Orientadores: Carla Cristine Porcher, Edinei Koester.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre, BR-RS, 2022.

1. Tectônica. 2. Metamorfismo. 3. Mármoreos calcíticos. 4. Xistos pelíticos. 5. Petrografia. I. Porcher, Carla Cristine, orient. II. Koester, Edinei, orient. III. Título.

## RESUMO

Diversas associações de rochas são pesquisadas, descritas e caracterizadas extensivamente no Escudo Sul-riograndense. Entretanto, as ocorrências de mármore do Complexo Porongos, especialmente na região sul, carecem de estudos mais detalhados com enfoque integralizado. O Complexo Porongos é um corpo alongado no sentido NE-SW, composto por sequências metavulcânicas e metassedimentares na fácies xisto verde a anfibolito. Sua história tectônica é complexa e ainda não bem compreendida. Portanto, esse trabalho busca fazer uma caracterização preliminar das intercalações de mármore e xistos da região de Candiota, sul do Complexo Porongos. A caracterização litológica, estrutural, petrográfica e geoquímica, potencializará a busca pela história evolutiva do Complexo Porongos e do Cinturão Dom Feliciano. A partir do trabalho de campo, foi caracterizada uma associação litológica através da confecção de perfis, descrições de campo e coleta de amostras. Das amostras mais representativas foram feitas lâminas petrográficas, estudadas no microscópio óptico e MEV, e análises de DRX, FRX e isótopos estáveis de C e O. O conjunto de dados foi avaliado de maneira integrada, permitindo uma indicação preliminar de possíveis ambientes tectono-sedimentares para a deposição intercalada dos calcários e pelitos e sua metamorfização até a fácies xisto verde. A sequência foi definida como uma intercalação métrica a decimétrica de mármore com flogopita e biotita-clorita-muscovita xistos, que foi deformada por quatro fases de dobramento. A fase principal  $F_2$  controla a disposição do bandamento e é associada ao pico do metamorfismo. A integralização das descrições de campo e petrográficas, dados geoquímicos, estruturais e bibliográficos indica um ambiente compressional para a formação dessa sequência. Apesar de ainda não ser possível afirmar um ambiente para a sedimentação, deformação e metamorfização dessas rochas, este trabalho fornece os dados iniciais para que essas determinações sejam feitas.

**Palavras-Chave:** Metamorfismo, Tectônica, Mármore Calcítico, Xisto Pelítico,  
Petrologia

## ABSTRACT

Many rock associations are extensively researched, described, and characterized in the Sul-riograndense Shield. However, the occurrences of marbles in the Porongos Complex still needs detailed integrated research, especially in the South region. The Porongos Complex is a NE-SW elongated body, comprised of metavolcanic and metasedimentary sequences in the greenschist to amphibolite facies. Its tectonic history is complex and still not fully understood. Therefore, this work intends to preliminarily characterize the marble - schist intercalations in Candiota, south of the Porongos Complex. The lithological, structural, petrographic, and geochemical characterization will potentialize the research for the evolutionary history of the Porongos Complex and the Dom Feliciano Belt. From the field work, a lithological association was characterized through the construction of profiles, field descriptions and sampling. Thin sections were made from the most representative samples and were studied under the optical microscope and SEM. From the samples were also made analyses of XRD, XRF and stable isotopes (C and O). The data was evaluated in an integrated manner, allowing a preliminary indication of possible tectonic-sedimentary environments for the interlayered deposition of limestones and pelittes and their metamorphism through greenschist facies. The sequence was defined as a metric to decimetric intercalation of phlogopite marbles and biotite-chlorite-muscovite schists, deformed by four phases of folding. The main phase  $F_2$  controls the disposition of the bands and is associated to the metamorphic peak. The integration of field and petrographic descriptions, geochemical, structural, and bibliographic data indicates a compressional environment for this sequence's formation. Even though it is still not possible to confirm a sedimentation, deformation and metamorphism environment, this study provides initial data so that these determinations can be made.

**Key-words:** Metamorphism, Tectonics, Calcitic Marbles, Pellitic Schists, Petrology

## LISTA DE FIGURAS:

Figura 1: Em destaque o mapa de localização da cidade de Candiota (RS), em vermelho. Modificado de Prefeitura Municipal de Candiota (2020) Detalhe mostrando o estado RS no Brasil. Modificado de <i>d-maps</i> (2007).....	15
Figura 2: Área de estudo, a mina estudada está localizada a nordeste. Imagem extraída do <i>Google Earth</i> .....	16
Figura 3: Configuração esquemática dos modos de produção carbonática em relação aos seus sistemas. Modificado de Schlager (2000). ....	18
Figura 4: Diagrama de classificação composicional para metacarbonatos e rochas relacionadas. C= minerais carbonáticos (calcita, dolomita, aragonita), CS= minerais cálcio silicáticos e S= outros minerais silicatados. Extraído de Fettes & Desmons (2014). ....	21
Figura 5: Localização e subdivisões do Cinturão Dom Feliciano, Koester et al. (2021). ....	23
Figura 6: Mapa geológico do Complexo Porongos, a estrela vermelha indica o local aproximado da pedreira estudada. Modificado de Zvirtes et al. (2017). ....	25
Figura 7: Disposição dos pontos na mina, nos pontos em verde foram contruídos perfis de associação faciológica. Alterada do Google Earth. ....	34
Figura 8: Parede NW da cava, onde é possível observar a intercalação de bandas de mármore (porções claras) e os xistos (porções escuras), afetadas por dobras $F_2$ (em roxo), em corte oblíquo, e $F_3$ (PA em vermelho).....	35
Figura 9: Perfil 1; Associação faciológica do ponto PMC-004. ....	36
Figura 10: Perfil 2; Associação faciológica do ponto PMC-006. ....	38
Figura 11: Perfil 3; Associação faciológica do ponto PMC-008. ....	39
Figura 12: Perfil 4; Associação faciológica do ponto PMC-011. ....	40
Figura 13: Lentes de mármore calcítico com feldspato (bege) em banda de xisto. ....	41
Figura 14: Dobra $F_1$ isoclinal de PA subvertical sendo redobrada pela dobra $F_2$ recumbente isoclinal a aberta. No detalhe a $F_1$ é representada em laranja e a $F_2$ em roxo, os PAs são representados pelas linhas pontilhadas. ....	42
Figura 15: Dobra $F_3$ aberta, assimétrica e com PA subvertical (em vermelho). ....	42
Figura 16: Dobras relacionadas à $F_4$ , na extremidade SW e NE da mina, respectivamente. ....	43
Figura 17: A e B) Texturas inequigranular e granoblástica lobulada em luz natural e polarizada, respectivamente; C) Bandamento composicional; D) Dobramento intrafolial de flogopita. ....	45
Figura 18: Bandamento composicional por BEC, a calcita aparece em cinza claro, a dolomita em cinza escuro. Num tom intermediário, a flogopita aparece com hábito lamelar. ....	45
Figura 19: Lentes de quartzo recristalizado envoltas por carbonato muito fino em A) luz natural e; B) luz polarizada.....	46
Figura 20: A) Micas orientadas e lentes de quartzo dobradas no xisto, em luz natural; B) Micas orientadas dobradas em luz polarizada; C) <i>Mica fish</i> em luz natural; D) Detalhe da lente de quartzo, mostrando a foliação $S_1$ ; E e F) Representação das três foliações, $S_1$ em roxo, $S_2$ em vermelho e $S_3$ em verde; ....	47
Figura 21: Representação do xisto, imagem por BEC e composições por EDS; ms=muscovita, qz=quartzo, chl=clorita. A muscovita e a clorita estão intercrescidas.....	48
Figura 22: Análises de DRX dos mármore. Os quadros A, B, C e D correspondem às amostras VOT-01A, VOT-01B, VOT-01C e VOT-01D, respectivamente. ....	50
Figura 23: Análise de DRX do xisto, amostra VOT-01E. ....	50
Figura 24: Gráfico isótopos estáveis de carbono e oxigênio ( $\delta^{13}C_{VPDB}\text{‰} \times \delta^{18}O_{VPDB}\text{‰}$ ). ....	56

Figura 25: Gráfico isótopos estáveis de carbono e oxigênio ( $\delta^{13}\text{C}^{\text{VPDB}}\text{‰} \times \delta^{18}\text{O}^{\text{VPDB}}\text{‰}$ ) mostrando a delimitação de campos composicionais para diferentes tipos carbonáticos....	56
Figura 26: Gráficos de classificação de ambiente tectônico a partir da geoquímica de xistos, baseado na classificação de Bhatia (1983). Em verde os dados de Capané (Pertille et al., 2015), em amarelo os dados de Santana da Boa Vista (Pertille et al., 2015) e em laranja os biotita-clorita-muscovita xistos de Candiota .....	58
Figura 27: Gráficos composicionais dos mármore (amostras 4A, 4F e 6B dos mármore com flogopita e amostra 14A do mármore com feldspato). Interpretação com base em Zhang et al. (2017).....	59



## LISTA DE TABELAS:

Tabela 1: Resultados da quantificação mineralógica por DRX. Amostras e resultados cedidos pelo Projeto Estudo e Caracterização de Níveis Argilosos do Pré-Sal e Análogos.	49
Tabela 2: Resultados de análise quantitativa de espectrometria por FRX, porcentagem em peso (wt%) e partes por milhão (ppm). .....	52
Tabela 3: Resultados das análises de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ , baseados nos padrões VPDB. Amostras e resultados cedidos pelo Projeto Estudo e Caracterização de Níveis Argilosos do Pré-Sal e Análogos. ....	53

LISTA DE ABREVIATURAS:

TNP = Terreno Nico Perez

CDF = Cinturão Dom Feliciano

TSG = Terreno São Gabriel

TT = Terreno Tijucas

TP = Terreno Pelotas

TPE = Terreno Punta del Este

BC = Bacia do Camaquã

CP = Complexo Porongos

CVC = Complexo Várzea do Capivarita

MEV = Microscópio Eletrônico de Varredura

BEC = "*Backscattered Electron Composition*", Composição de Elétrons Retroespalhados

EDS "*Energy Dispersive Spectrometry*", Espectrometria por Energia em Dispersão

DRX = Difração de Raios X

FRX = Fluorescência de Raios X

IRMS = "*Isotope Ratio Spectrometry Mass*", Espectrômetro De Massa De Razão Isotópica

VPDB = *Vienna Pee Dee Belemnite*

LOI = "*Loss on Ignition*", Perda ao Fogo

Ms = Muscovita

Chl = Clorita

Qz = Quartzo

S<sub>0</sub> = Acamamento Sedimentar

S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>, S<sub>3</sub> = Foliações

F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub>, F<sub>3</sub>, F<sub>4</sub> = "*Folds*", Dobras

PA = Plano Axial

NPA = Núcleo de Preparação de Amostras

CPGq = Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica

LGI = Laboratório de Geologia Isotópica

LISTA DE SÍMBOLOS:

$\delta$  = delta

## Sumário

1. INTRODUÇÃO.....	14
1.1. JUSTIFICATIVA.....	14
1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	15
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	17
2.1. ROCHAS CARBONÁTICAS.....	17
2.2. MÁRMORES.....	20
3. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	23
3.1. GEOLOGIA REGIONAL.....	23
3.2. COMPLEXO PORONGOS.....	25
4. MÉTODOS.....	28
4.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	28
4.2. TRABALHO DE CAMPO.....	28
4.3. SELEÇÃO E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS.....	28
4.4. ANÁLISES.....	29
4.4.1. Microscópio Petrográfico.....	29
4.4.2. Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).....	29
4.4.3. Difração de Raios X (DRX).....	30
4.4.4. Fluorescência de Raios X (FRX).....	31
4.4.5. Espectrometria de Massa (C e O).....	32
5. RESULTADOS.....	34
5.1. TRABALHO DE CAMPO.....	34
5.1.1. Litologias.....	34
5.1.2. Estrutural.....	41
5.2. PETROGRAFIA.....	44
5.2.1. Mármore com Flogopita (PMC-4A e PMC-6B).....	44
5.2.2. Mármore com Feldspato (PMC-14A).....	46
5.2.3. Biotita Clorita Muscovita Xistos (PMC-4E e PMC-11B).....	46
5.3. DIFRAÇÃO DE RAIOS X (DRX).....	49
5.4. FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X (FRX).....	51
5.5. ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO.....	53
6. DISCUSSÃO.....	54
6.1. PROTÓLITO.....	54
6.2. AMBIENTE SEDIMENTAR E TECTÔNICO.....	55
6.3. ESTRUTURAL E METAMORFISMO.....	60

7. CONCLUSÃO .....	62
8. REFERÊNCIAS .....	63

## 1. INTRODUÇÃO

Os mármores e seus protólitos carbonáticos são importantes indicadores do ambiente deposicional e tectônico em que se formaram. Mesmo quando as estruturas sedimentares são apagadas pelo metamorfismo, é possível reconstituir algumas condições de formação do protólito, e determinar uma história metamórfica, estrutural e tectônica para a rocha (Condie, 2005).

O Complexo Porongos é uma associação de rochas metassedimentares e metavulcânicas de fácies xisto verde a anfíbolito (Hartmann et al., 2007) que ainda gera muita discussão na determinação dos seus ambientes sedimentar e tectônico. Portanto, a caracterização e detalhamento das sequências litológicas é de suma importância, contribuindo para a expansão do debate.

Este trabalho propõe caracterizar as intercalações de mármore calcíticos e xistos pelíticos na região de Candiota, trazendo dados de campo, petrográficos, estruturais, geoquímicos e isotópicos de maneira integrada e interpretando um possível ambiente de formação e metamorfização dessas rochas.

### 1.1. JUSTIFICATIVA

A proposta deste trabalho é contribuir para a reconstrução da história e evolução do Escudo Sul-Riograndense, através da caracterização litológica e estrutural dos mármores de Candiota, sul do Complexo Porongos. Os mármores do Complexo Porongos têm estudos pontuais na região norte (Marques et al., 1998; CPRM, 2006), mas os da região sul, alvo desse estudo, têm menos informações publicadas.

Em especial, a escassez de detalhamento dos mármores e de suas paragêneses justifica a realização deste trabalho. Não há na bibliografia dados integrados de campo, petrografia e geoquímica ligados à história evolutiva conhecida do Complexo Porongos. A determinação de aspectos estruturais e orogênico e as relações de sobreposição da mina também são importantes para definir a evolução tectônica da região.

Este trabalho apresenta dados de campo, petrográficos, texturais, estruturais e geoquímicos dos mármore e xistos encontrados na mina de calcário de Candiota (RS), contribuindo para o detalhamento da evolução tectônica e orogênica do Cinturão Dom Feliciano e, em especial, do Complexo Porongos.

### 1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A mina estudada pertence à cidade de Candiota (RS) e está localizada a leste da cidade (Figura 1). Saindo da cidade de Pinheiro Machado pela BR-293, o trajeto é realizado seguindo cerca de 18 km em direção à Candiota (NW) e entrando em uma estrada vicinal à sudoeste, antes da cidade. Após 3,5 km nessa estrada, continua-se a sudoeste na bifurcação, por mais cerca de 10 km, onde o caminho para a mina segue para norte. Há duas cavas nesse local, o trabalho foi realizado na cava a nordeste (Figura 2).

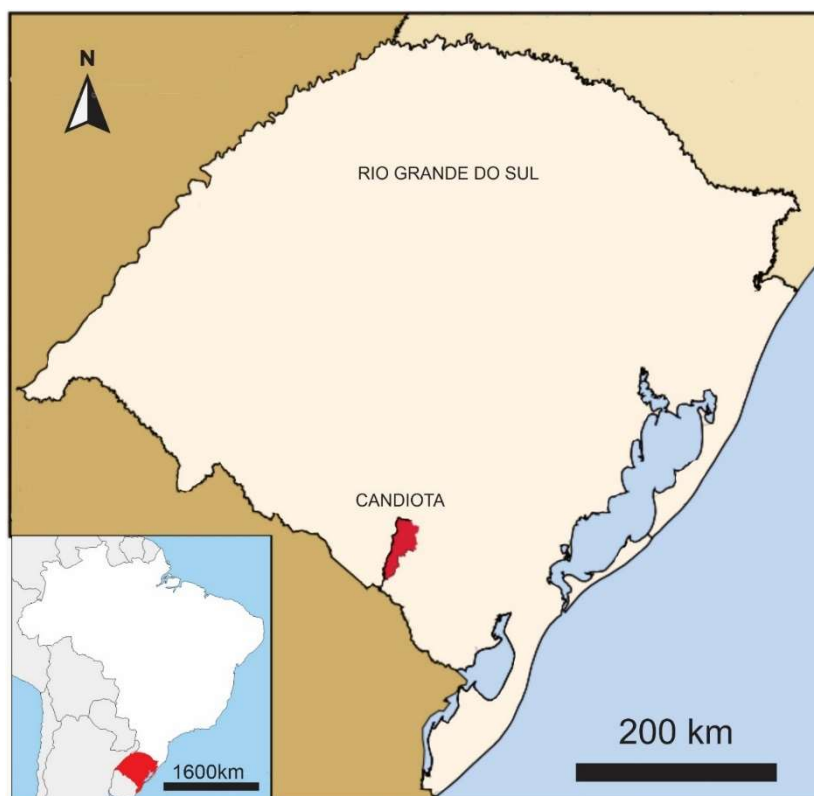


Figura 1: Em destaque o mapa de localização da cidade de Candiota (RS), em vermelho. Modificado de Prefeitura Municipal de Candiota (2020) Detalhe mostrando o estado RS no Brasil. Modificado de *d-maps* (2007).

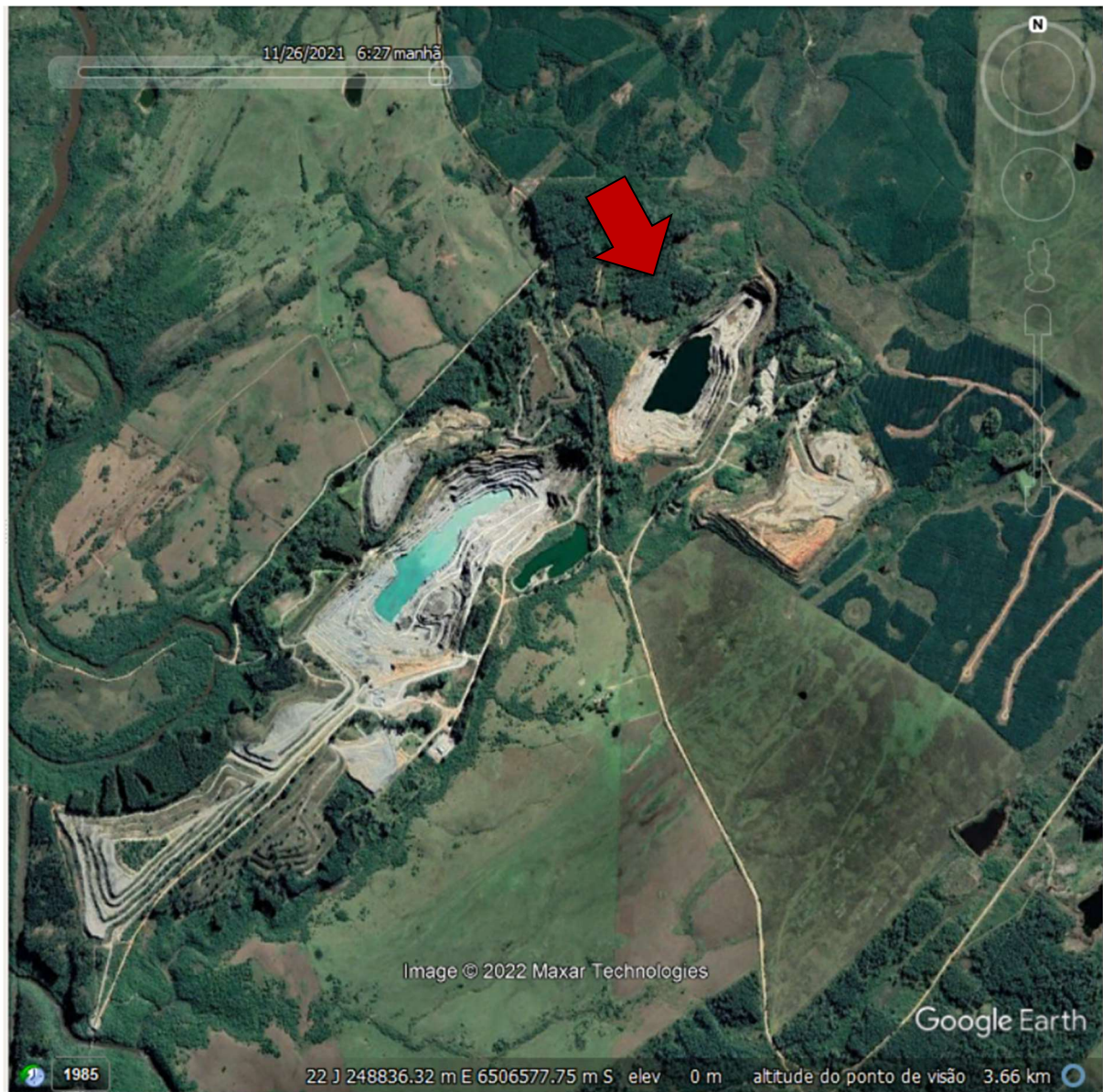


Figura 2: Área de estudo, a mina estudada está localizada a nordeste. Imagem extraída do *Google Earth*.



## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1. ROCHAS CARBONÁTICAS

Todas as rochas sedimentares são originadas pela deposição de sedimentos pela água, vento ou gelo, sendo o produto final dependente de processos físicos, químicos e/ou biológicos. As rochas carbonáticas são formadas por processos químicos e bioquímicos (Boggs, 2009), compondo entre 5 e 10% das rochas sedimentares da crosta (Ricketts, 2019). Há evidências de formação de estruturas biossedimentares carbonáticas desde o Pré-Cambriano, sendo os estromatólitos a forma de vida macroscópica mais antiga conhecida (Carvalho, 2010). Ronov (1983) coloca que em sequências proterozoicas tardias a paleozoicas predominam os dolomitos, enquanto calcários são dominantes no Mesozoico e Cenozoico.

Segundo Boggs (2009), há três grupos principais de minerais carbonáticos: (1) o grupo da calcita, de sistema cristalino romboédrico trigonal e composição química  $\text{CaCO}_3$ , com substituições de Ca, principalmente por Mg; (2) o grupo da dolomita, também pertencente ao sistema cristalino romboédrico trigonal, é um grupo de duplos carbonatos de fórmula química  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , tendo substituições do Mg por Fe; (3) o grupo da aragonita pertence ao sistema cristalino ortorrômbico, e apresenta composição química similar à calcita, com pequenas quantidades de substituição do Ca por Sr ou Pb. Carbonatos primários são compostos principalmente por minerais instáveis na crosta, como aragonita e calcita alto Mg, sendo comum sua alteração durante a diagênese (Scholle e Scholle, 2003). A aragonita pode ser substituída por calcita no processo de calcitação ou ser dissolvida, deixando um molde. Já a calcita começa a perder Mg e vai se tornando progressivamente calcita baixo Mg. Durante a diagênese, também é comum que ocorra a dolomitização, onde a dolomita substitui a calcita e/ou precipita como cimento (Tucker, 2001). Por esse motivo, as rochas carbonáticas são dominadas por dois minerais principais, a calcita e a dolomita (Scholle e Scholle, 2003).

A precipitação carbonática nos oceanos pode acontecer de maneira abiótica, biótica direta ou biótica indireta. A precipitação abiótica depende exclusivamente das condições termodinâmicas da água, como temperatura, pressão, salinidade e

saturação. Quando a precipitação de carbonatos é controlada por organismos formando seus esqueletos, ela é chamada de biótica direta ou esquelética. Entretanto, quando organismos induzem a precipitação de minerais carbonáticos sem controle do produto final, a precipitação é chamada biótica indireta ou não esquelética (Schlager, 2000). Os fragmentos esqueléticos, advindos da precipitação biótica direta, são fósseis de organismos com esqueletos carbonáticos (Tucker, 2001), sendo os mais comuns de algas, foraminíferos, esponjas, corais, briozoários, braquiópodes, gastrópodes, pelecípodes, ostracodes, trilobitas e equinóides (Folk, 1980). Já os clastos não esqueléticos incluem grãos recobertos (oólitos, oncólitos, pisólitos, ...), intraclastos, extraclastos, *pellets* e pelóides (Scholle e Scholle, 2003).

Schlager (2000) descreve três principais sistemas (Figura 3) onde a precipitação carbonática acontece: (1) o sistema tropical de água rasa ocorre em águas quentes entre os paralelos 30°S e 30°N e é dominado por precipitação biótica direta, especialmente por organismos autotróficos, e por partículas abióticas na forma de cimento e oóides; (2) o sistema de água fria ocorre em latitudes maiores que 30° ou em águas profundas de região tropical e é dominado por precipitados bióticos diretos, principalmente a partir de organismos heterotróficos, também havendo uma participação variada de organismos autotróficos e; (3) o sistema monte de lama carbonática (*carbonatic mud-mound*) é dominado por precipitados abióticos e bióticos indiretos, esse sistema era mais comum durante o Paleozoico tardio. A formação de carbonatos orgânicos também está restrita à zona fótica e, conseqüentemente, concentrada em águas tropicais à subtropicais (Ricketts, 2019).

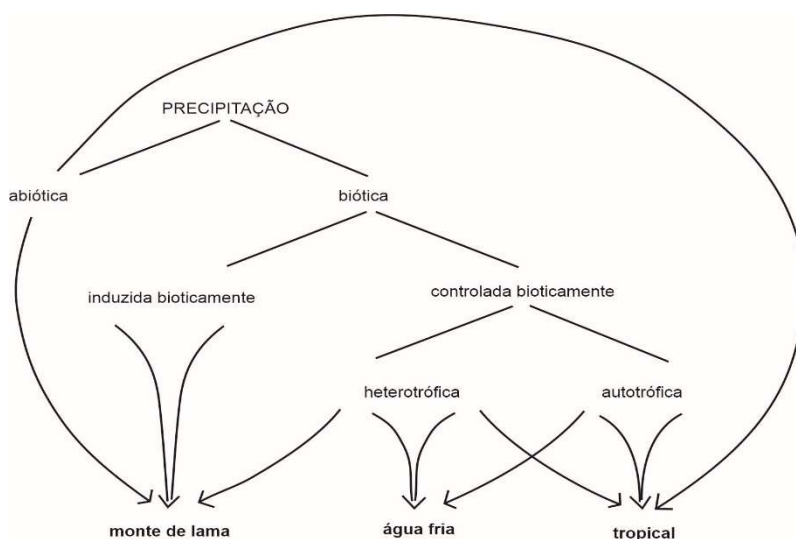


Figura 3: Configuração esquemática dos modos de produção carbonática em relação aos seus sistemas. Modificado de Schlager (2000).

Outro fator que influencia na formação e preservação de rochas carbonáticas é a tectônica global. O processo de rifteamento, quando continuado, ocasiona a quebra continental e formação de novas dorsais meso oceânicas, onde a interação entre basalto e água marinha em altas temperaturas extrai Mg e libera Ca para a água. Com a razão Mg/Ca alta, há maior precipitação de aragonita e calcita alto Mg, quando essa razão é baixa a precipitação carbonática é dominada por calcita baixo Mg (Stanley et al., 2002). Bosence e Wilson (2003) relacionam a composição dos carbonatos com a variação do nível do mar relacionada a episódios de glaciação. Em períodos de *icehouse*, quando o nível do mar é baixo, há maior precipitação de aragonita e calcita alto Mg, minerais instáveis que são dissolvidos com facilidade. Em períodos de *greenhouse*, quando o nível do mar é alto, a predominância é de calcita baixo Mg.

As plataformas carbonáticas formadas em ambientes de margem passiva são as mais expressivas em relação a seus tamanhos, sendo acomodadas pelo espaço criado pela lenta subsidência da bacia. Quando a subsidência é muito rápida, a plataforma pode ser afogada (Bosence e Wilson, 2003). Outro fator importante é o baixo fornecimento de sedimentos siliciclásticos nessas regiões (Bosence, 2005), já que a carga suspensa impede a penetração da luz solar no oceano impossibilitando a produção carbonática (Bosence e Wilson (2003).

Em ambientes compressoriais, grandes plataformas carbonáticas podem ser formadas em bacias de *foreland*, quando a flexura cria uma área isolada de *input* siliciclástico (Bosence, 2005). Entretanto, a plataforma morre se houver exposição subaérea e o soerguimento da área de *hinterland* pode aumentar a sedimentação siliciclástica (Bosence e Wilson, 2003). As plataformas carbonáticas formadas em áreas de *forearc* têm pequena extensão lateral e espessura e são tipicamente de ambiente marinho raso. Elas costumam ser corpos alongados paralelamente a dobras compressoriais e falhas, sendo associadas a conglomerados ofiolíticos e mármore semi-pelágicos, assim como as plataformas de *foreland* (Bosence, 2005).

A subsidência de blocos por falhamento relacionado aos estágios finais de rifteamento é dominada por sedimentação siliciclástica, mas há formação de plataformas carbonáticas em margens rifteadas onde a rotação de blocos forma

rampas, sendo comum a formação de *fan-deltas* e *fans submarinos* (Bosence, 2005). Se a subsidência for muito rápida, a plataforma pode ser afogada (Bosence e Wilson, 2003).

Diápiros de sal em riftes, margens passivas ou bacias de *foreland* também são ambientes de formação de plataformas carbonáticas, que são controladas pelo soerguimento e subsidência do diápiro e pela dissolução do sal. Em ilhas oceânicas as águas são rasas e a sedimentação siliciclástica é baixa, sendo comum a formação de atóis (Bosence, 2005).

## 2.2. MÁRMORES

O metamorfismo é uma resposta da rocha a uma mudança de ambiente (Philpotts, 1983), uma busca por um estado de equilíbrio mais estável em um sistema geológico dinâmico (Best, 2003). A trajetória percorrida, de protólito à rocha metamórfica, corresponde a alterações químicas, físicas e/ou mineralógicas e depende do(s) processo(s) tectônico(s) a que a rocha é exposta (Philpotts, 1983). Esse caminho envolve mudanças intensas de parâmetros e estados de tensão, comumente envolvendo um aumento de temperatura e pressão conforme a rocha é soterrada, sendo possível que apenas um ou outro parâmetro seja alterado (Best, 2003).

Mármore são rochas metamórficas derivadas de calcários e dolomitos com mais de 50% de minerais carbonáticos, sendo considerados mármore puros quando esses minerais compõem pelo menos 95% da rocha (Fettes e Desmons, 2007). Geralmente os minerais carbonáticos são calcita, às vezes dolomita e raramente outro mineral carbonático (Yardley et al., 1990). Rochas carbonato silicáticas e calcissilicáticas apresentam menos de 50% desses minerais (Figura 4) e são derivadas de rochas siliciclásticas com carbonato ou rochas carbonáticas impuras que passaram pelo processo de descarbonização durante o metamorfismo, resultando na perda total ou parcial de minerais carbonáticos (Fettes e Desmons, 2007) e formação de minerais silicáticos cálcicos (Yardley, 1989).

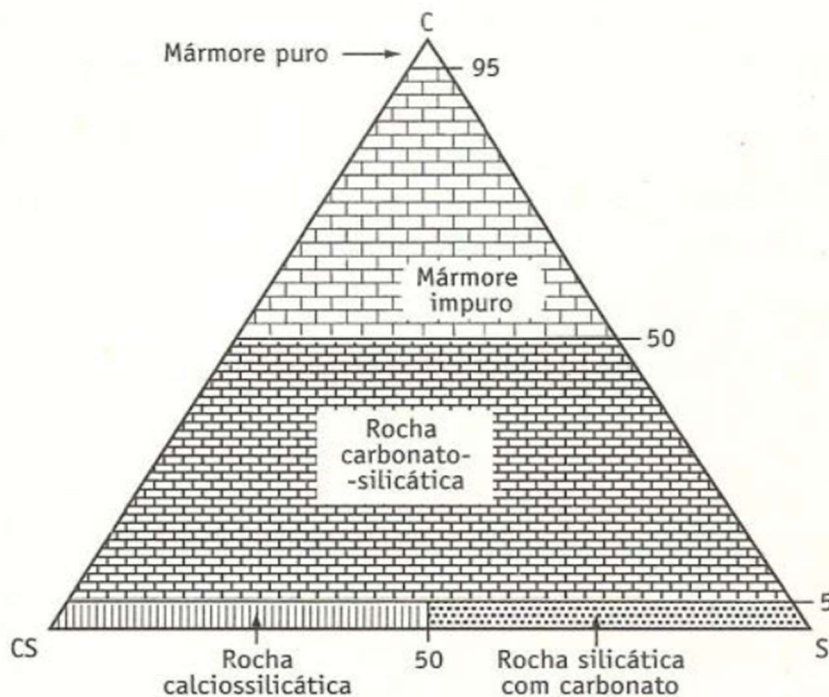


Figura 4: Diagrama de classificação composicional para metacarbonatos e rochas relacionadas. C= minerais carbonáticos (calcita, dolomita, aragonita), CS= minerais cálcio silicáticos e S= outros minerais silicatados. Extraído de Fettes & Desmons (2014).

Os mármore podem ser calcícticos ou dolomíticos, de acordo com suas proporções de calcita e dolomita. Os mármore calcícticos são compostos essencialmente por calcita, que é um mineral estável na maior parte das condições de pressão e temperatura da crosta (Yardley, 1989). Assim é comum que o quartzo sedimente durante a formação de rochas carbonáticas, mas a calcita e o quartzo não reagem durante o metamorfismo, exceto em grandes pressões, formando aragonita, ou em grandes temperaturas, formando wollastonita (Yardley et al., 1990). Apesar de não formar novos minerais conforme o grau metamórfico aumenta, a calcita sofre intensa variação textural, recristalizando grãos cada vez mais grossos. Outros componentes siliciclásticos e cimentação dolomítica também aumentam o espectro de reações possíveis nos mármore calcícticos. Calcários dolomíticos têm uma maior variedade de silicatos de Ca e Mg, formando diferentes indicadores de grau metamórfico de acordo com as condições de pressão e temperatura em uma sequência de talco, tremolita, diopsídio ou forsterita e, por fim, no grau mais alto, diopsídio e forsterita (Yardley, 1989).

Outro importante controle nas reações carbonáticas é a composição da fase fluida, que pode ser controlada por tamponamento interno ou externo. No tamponamento interno a composição da fase fluida depende da mineralogia da própria rocha e das reações metamórficas desses minerais. Já no tamponamento externo, o fluido é originado por outra rocha ou por processos magmáticos, tendo sua composição definida externamente. As reações que ocorrem na rocha como consequência da composição do fluido presente são de carbonatação ou decarbonatação e hidratação ou desidratação, sendo que elas podem ocorrer simultaneamente (Yardley, 1989).

Na maior parte dos processos metamórficos, as formas, texturas e estruturas do protólito vão sendo progressivamente obliteradas, enquanto uma nova fábrica metamórfica é formada. Apenas rochas de textura fina e grau metamórfico baixo podem preservar texturas reliquiares. No metamorfismo do calcário para o mármore, é comum que ocorra a recristalização, aumentando o tamanho dos grãos e mudando seus contatos (Best, 2003).

Ná fácies xisto verde, as rochas metacarbonáticas tendem a ter a maior quantidade de filossilicatos orientados, conforme o grau do metamorfismo aumenta, a quantidade e orientação dos mesmos tende a ser menor (Fettes e Desmons, 2007). Os minerais característicos de mármore na fácies xisto verde são calcita, dolomita, quartzo e micas (Strekeisen, 2018), não variando muito em relação a seus protólitos.

### 3. CONTEXTO GEOLÓGICO

#### 3.1. GEOLOGIA REGIONAL

O Escudo Sul-riograndense é composto por fragmentos paleoproterozoicos do Terreno Nico Pérez (TNP), e pelo Cinturão Dom Feliciano (CDF), de idade neoproterozoica (Figura 5) (Koester et al., 2021) que é um cinturão orogênico correspondente à parte sul da Província Mantiqueira (Almeida et al., 1981). O TNP é o *foreland* do CDF (Hueck et al., 2018) e não é considerado parte do cráton Rio de La Plata por seu intenso retrabalhamento (Koester et al., 2021). O CDF foi formado pela interação dos crátons Rio de La Plata e Kalahari durante a colagem do Gondwana no neoproterozoico (Fernandes et al., 1995a), no Ciclo Brasileiro (Neves et al., 1995) e é formado por quatro unidades tectono-estratigráficas: o Terreno São Gabriel (TSG), Terreno Tijucas (TT), Terreno Pelotas (TP) e Terreno Punta del Este (TPE) (Koester et al., 2021).

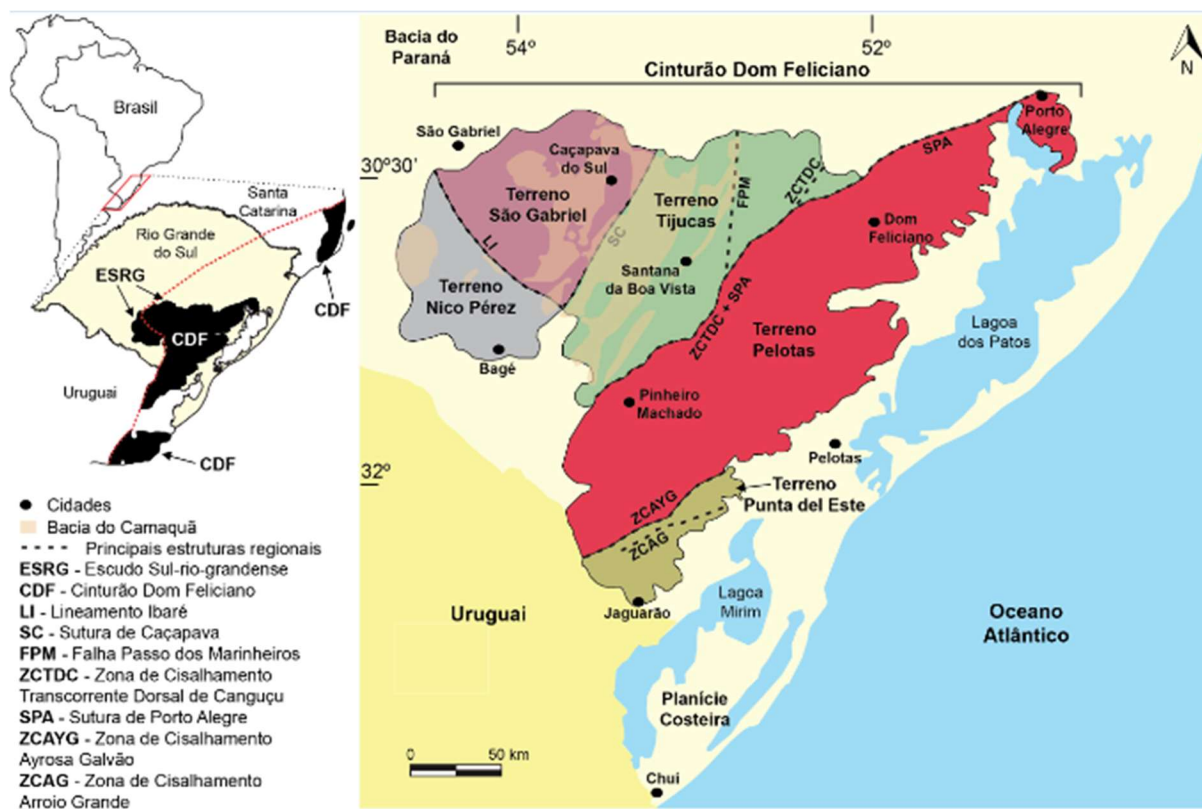


Figura 5: Localização e subdivisões do Cinturão Dom Feliciano, Koester et al. (2021).

O TSG foi formado durante as fases iniciais do ciclo orogênico Brasileiro (Hueck et al., 2018), constituindo um prisma acrescionário com associações petrotectônicas de ambientes de margem passiva e de *backarc* (Hartmann et al., 2017), com restos de complexos ofiolíticos e dois arcos magmáticos. Ele é separado do TNP pela Sutura de Ibaré (Philipp et al., 2018) e do TT pela Sutura de Caçapava, que é coberta pela Bacia do Camaquã (Hueck et al., 2018).

O TT é um cinturão metamórfico sin-colisional (Hueck et al., 2018), composto pelo Complexo Porongos (CP), uma sequência metavulcanossedimentar de fácies xisto-verde a anfíbolito (Hartmann et al., 2007), onde se localiza a área de estudos deste trabalho; Complexo Arroio dos Ratos e Complexo Encantadas representativos do embasamento paleoproterozoico e; Complexo Vázea do Capivarita (CVC). O TT é separado do TP pela Zona de Cisalhamento Transcorrente de Canguçu e pela Sutura de Porto Alegre.

O TP representa o magmatismo pós-colisional (Hueck et al., 2018), com a geração e o *emplacement* das suítes sendo controlados por zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo (Philipp et al., 2016). Estes terrenos são sobrepostos pela Bacia do Camaquã, formada nas fases tardias a posteriores da Orogenia Brasileira (Paim et al., 2000).

O TPE é separado do TT pela Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão e é composto por rochas metavulcanossedimentares relacionadas a *backarc* e/ou *forearc*, fragmentos ofiolíticos e rochas relacionadas a arco magmático (Dal-Olmo Barbosa et al., 2021 e refs).

O domínio a oeste do CDF corresponde à Bacia do Camaquã (BC), uma bacia de *foreland* depositada principalmente durante o Ediacarano, que apresenta rochas vulcânicas subordinadas (Hueck et al., 2018). A BC começa sua deposição no final da orogenia Brasileira, quando também sofre deformação, e continua na etapa pós-orogênica, quando se transforma em uma bacia de rifte transtensional (Philipp et al., 2016a).



### 3.2. COMPLEXO PORONGOS

O CP (Figura 6) é uma faixa alongada de direção SW-NE, tendo 170 km de comprimento e 15-30 km de largura (Hartmann et al., 2007). No sudoeste, o CP consiste de xistos metapelíticos com quartzitos, lentes de mármore e metavulcânicas ácidas intercaladas com xistos grafitosos e formações ferríferas bandadas. Na parte nordeste são encontrados metapelitos, quartzitos, metavulcânicas ácidas intercaladas com tufo félsicos e algumas lentes de mármore e rochas ultramáficas (Saalman et al., 2006). Nas partes centrais do CP, há ocorrências do embasamento paleoproterozoico, que é representado por uma associação tonalito-trondhjemito-diorítica (Hartmann et al., 2007).

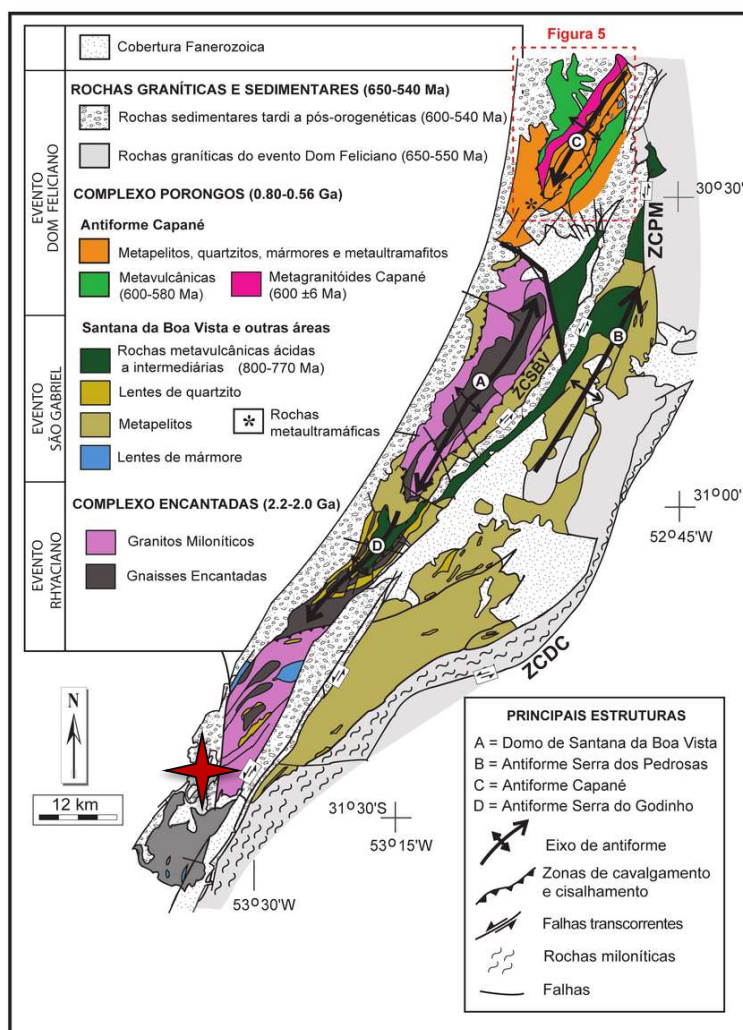


Figura 6: Mapa geológico do Complexo Porongos, a estrela vermelha indica o local aproximado da pedra estudada. Modificado de Zvirtes et al. (2017).

Diversos autores propõem um ambiente compressional para a sedimentação e metamorfização do CP. Gruber et al. (2016) descrevem um vulcanismo possivelmente sin-deposicional, cuja assinatura geoquímica aponta para um ambiente de arco ou *backarc*, que seria relacionado ao fechamento do Oceano Adamastor. Pertille et al. (2017) definiram quatro padrões de proveniência para a sedimentação do CP e os relacionaram a diferentes estágios evolutivos de um cinturão de dobramento e cavalgamento, em um ambiente de *foreland*, sendo o primeiro padrão correspondente ao início do soerguimento do embasamento e último padrão já inclui uma sedimentação pós-colisional relacionada aos granitos do TP.

Höfig et al. (2018) subdividiram as rochas metassedimentares da Antiforme de Capané, norte do CP, em duas subunidades de acordo com seus padrões geocronológicos: a Sequência Porongos I, de idades deposicionais Ricianas (770 Ma, Goulart e Remus, 2016) e a Sequência Porongos II, de idades Tonianas e Ediacaranas. A Sequência Porongos I é derivada de rochas ígneas ou sedimentares imaturas compreendendo pequenas lentes e fragmentos altamente deformados e imbricados tectonicamente na região centro-oeste da antiforme. A Sequência Porongos II é composta por rochas supracrustais pertencentes a uma bacia posterior e é localizada nas periferias da antiforme Capané.

A primeira sequência teria se formado em uma bacia marginal sobreposta ao Terreno Encantadas, sendo composta por grossas camadas areníticas e pelíticas acompanhadas por rochas carbonáticas e vulcânicas félsicas a intermediárias, que foram deformadas e metamorfizadas em fácies xisto-verde a anfíbolito. Com o fechamento do Oceano Adamastor, o empurrão erodiu a Sequência Porongos I e o TP, fornecendo sedimentos para a deposição da Sequência de Porongos II em um ambiente de *foreland* (Höfig et al., 2018 e refs).

Batistti et al. (2022) propõem que a região leste do CP é correlacionada ao CVC, sendo apenas uma unidade tectono-estratigráfica. Em especial as rochas ortometamórficas apresentam grande similaridade isotópica e geocronológica e indicam atividade magmática no *foreland* e *hinterland* do CDF. As rochas metavulcânicas do CP e CVC são relacionadas a um arco magmático continental ativo (Batistti et al., 2018).

Konopásek et al. (2007) interpreta que a região estava em um ambiente de rifte na época proposta para a deposição da Sequência Porongos I (Höfig et al., 2018) e que a assinatura geoquímica de arco magmático é herdada.

A deformação do CP é considerada de caráter progressivo, iniciando em uma fase compressional e transicionando para uma fase transcorrente. As fases iniciais da deformação são de dobramento e abrangem o pico do metamorfismo na região, em fácies xisto-verde, seguidas por etapas de deformação rúptil em condições de metamorfismo retrógrado, o que é compatível com um cinturão de dobramento e cavalgamento (Batistti et al., 2018; Saalman et al., 2006).

## 4. MÉTODOS

### 4.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A revisão bibliográfica consistiu, em uma primeira etapa, na compilação sobre a geologia do Escudo Sul-riograndense, sua estruturação, principais características, nomenclaturas e modelos evolutivos. Em seguida, a geologia do Terreno Tijucas foi revisada, com ênfase no Complexo Porongos, onde está localizada a área de estudos.

A segunda etapa de revisão bibliográfica correspondeu à pesquisa de rochas carbonáticas e seus equivalentes metamórficos, com foco nas diferentes composições geoquímicas e isotópicas, associações de rochas e características estruturais conforme o ambiente sedimentar e tectônico em que se formaram.

### 4.2. TRABALHO DE CAMPO

Além da revisão bibliográfica, a preparação para o trabalho de campo demandou a aquisição de mapas da área de estudo a partir do *Google Earth*. Esses mapas digitais foram impressos com o propósito de organização e localização dos pontos descritos, da amostragem, dos dados estruturais e fotográficos.

O mapeamento de detalhe foi realizado entre os dias 23 e 26 de novembro de 2021, na mina de calcário de menor porte da cidade de Candiota. Durante esses quatro dias foram descritos 13 pontos dentro da mina conforme as litologias e estruturas na escala de afloramento. Foram realizados quatro perfis litológicos representativos da associação de rochas do local, onde foram demarcadas as amostras coletadas.

### 4.3. SELEÇÃO E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

A partir das 54 amostras coletadas em campo, cinco foram selecionadas para a confecção de lâminas delgadas: duas do mármore com flogopita, duas do biotita-clorita-muscovita xisto e uma de um mármore com feldspato. Após a confecção das

lâminas, essas amostras, acrescentadas de mais cinco, foram cominuídas até um tamanho de 200 *mesh* para serem utilizadas em análises geoquímicas. Esses procedimentos foram realizados no Núcleo de Preparação de Amostras (NPA) do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências da UFRGS.

#### 4.4. ANÁLISES

##### 4.4.1. Microscópio Petrográfico

A análise petrográfica por microscopia óptica permite a identificação de minerais e texturas presentes nas rochas, permitindo classificá-las e determinar algumas condições para suas formações. Foram descritas cinco lâminas da mina Candiota utilizando o microscópio petrográfico de luz polarizada Meiji do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da UFRGS. As descrições foram realizadas em luz natural e polarizada, com aumentos de 2,5x, 5x, 10x, 20x e 50x. Os aspectos observados foram cor, pleocroísmo, clivagens, maclas, contato entre grãos, texturas, estruturas e alterações.

##### 4.4.2. Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

No MEV, uma amostra é irradiada sequencialmente por um feixe focalizado de elétrons com energia tipicamente entre 5 e 30 keV. A partir desse feixe, podem ser produzidos três tipos de resultados, dependendo do detector escolhido. O detector de elétrons retroespalhados (BEC) gera uma imagem de contraste de número atômico a partir dos elétrons que conseguem retornar até ele, já que a quantidade de elétrons absorvidos depende do número atômico. Os elétrons secundários têm menor energia e apenas os gerados próximos à superfície conseguem alcançar o detector (SEI), produzindo uma imagem de contraste topográfico. Já o detector de raios x característicos (EDS) pode produzir uma imagem indicando a concentração de elementos pré-determinados na região varrida, ou produzir um espectro representativo dos elementos presentes em um ponto (Reed, 1996).

O MEV permite um aumento de até 400 mil vezes na amostra, possibilitando uma observação de maior detalhe, comparado ao microscópio petrográfico. Com o auxílio do detector EDS Bruker Nano X Flash Detector 5030, também é possível obter dados químicos semiquantitativos através de mapas composicionais de certos elementos ou análise química completa de um ponto. Os erros associados às análises de EDS são caracteristicamente menores que 5%.

Neste trabalho, as cinco amostras descritas com o auxílio do microscópio petrográfico também foram estudadas no equipamento JEOL JSM-6610LV do Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), Instituto de Geociências da UFRGS, o que permitiu a observação combinada de texturas microscópicas e análises químicas.

#### **4.4.3. Difração de Raios X (DRX)**

A DRX consiste na identificação da mineralogia de uma amostra através da emissão de raios x na estrutura cristalina e leitura do padrão de raios x difratados. Neste trabalho ela foi importante especialmente pela dificuldade de diferenciar minerais carbonáticos utilizando o microscópio petrográfico.

Quando um feixe de raios x é incidido em um átomo, ele pode ser absorvido, liberando elétrons, ou difratado (Warren, 1990). Isso ocorre porque os raios x têm um comprimento de onda na mesma ordem da distância típica entre átomos na matéria sólida, sendo influenciados pelo arranjo atômico da amostra. Como em materiais cristalinos os átomos exibem um arranjo ordenado, eles difratam os raios x com uma intensidade determinada (Seeck, 2015). Na DRX, o espectro detectado é o de raios x difratados.

A determinação dos arranjos cristalinos de uma amostra é dada a partir da Lei de Bragg, que demonstra que cristais bem formados são capazes de difratar uma radiação característica do mineral de que são formados (Waseda *et al.*, 2011). Quando uma amostra está orientada no tubo de raios x, os vetores dos feixes acabam formando um plano em duas dimensões, deixando a terceira dimensão indefinida. Portanto, geralmente são utilizadas amostras em pó onde os grãos são orientados

arbitrariamente e rotados ao redor do feixe incidente, fazendo com que, dentre todos os grãos, o feixe atinja pelo menos uma parte deles em cada uma das três direções (Seeck, 2015). Os raios x difratados pela amostra atingem detectores, que registram o padrão recebido em um gráfico de intensidade x comprimento de onda. As diferentes fases minerais da amostra são então separadas e identificadas qualitativa ou semi-quantitativamente.

As amostras utilizadas na DRX foram coletadas, cedidas e analisadas pelo Projeto Estudo e Caracterização de Níveis Argilosos do Pré-Sal e Análogos, sob a coordenação do prof. Dr. Andre Sampaio Mexias, no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do Instituto de Geociências da UFRGS. Os resultados foram incorporados neste trabalho para auxiliar na interpretação do ambiente da sequência.

#### **4.4.4. Fluorescência de Raios X (FRX)**

Na FRX, uma amostra também é atingida por um feixe de raios x, porém, o espectro detectado é o de raios x característicos dos elementos, que é emitido quando a amostra absorve o feixe incidente, liberando elétrons.

Segundo Griekem & Markowicz (2002), quando um elemento é atingido por raios x, seus átomos ejetam um elétron da camada K, se tornam ionizados e deixam um espaço vacante na estrutura do átomo. Esse espaço pode ser preenchido por um elétron das camadas L ou M, que é transferido para a camada K. Esse “pulo” para uma camada de mais baixa energia é acompanhado pela emissão dos raios x característicos do elemento,  $K\alpha$  se o elétron for oriundo da camada L, ou  $K\beta$  se ele vier da camada M.

A intensidade dos raios x gerados será proporcional ao teor do elemento na amostra apenas se os protocolos de calibração forem seguidos e as correções matemáticas necessárias forem feitas (Rollinson, 1993). Para análises quantitativas, essas correções matemáticas são necessárias porque as amostras podem reabsorver os raios x característicos de certos elementos.

Essa técnica pode analisar até 80 elementos mais pesados que o Na, de número atômico 11, detectando concentrações de até partes por milhão (ppm) com uma pequena quantidade de amostra (cerca de 20 g) em pó.

Neste trabalho, a FRX foi utilizada de forma quantitativa, detectando ou não a presença de elementos maiores e menores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (total), MnO, MgO, CaO,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Pb). Os limites de detecção da FRX são, em geral, da ordem de < 1% para elementos maiores e < 5 ppm para elementos traço. As análises foram realizadas em 10 amostras, no equipamento Rigaku RIX 2000 no Laboratório de Análises Químicas e Mineralógica de Rochas do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências da UFRGS.

#### **4.4.5. Espectrometria de Massa (C e O)**

A espectrometria de massa permite analisar e interpretar as composições isotópicas de elementos estáveis, que são utilizadas para estudos de proveniência e estratigrafia, já que esses padrões são influenciados pelas condições físico-químicas e biológicas do meio (Hoefs, 2004).

O fracionamento isotópico é baseado nas diferenças de massa que um elemento pode ter, resultado da variação do número de nêutrons. Um espectrômetro de massa separa íons e moléculas com base em suas massas e em como se movimentam quando afetados por campos magnéticos e/ou elétricos (Hoefs, 2004).

Para realizar essa análise, uma amostra é inserida no sistema de entrada do espectrômetro, fluindo através de capilares até uma fonte de íons, onde a amostra é ionizada, focada e acelerada através de um campo magnético. Ela se torna um feixe de íons, que é enviado a um analisador de massa, cuja função é separar os elementos de acordo com suas razões massa/carga através de um campo magnético. Os íons separados são coletados por detectores que transformam esse input em um sinal elétrico amplificado, que pode ser lido por um computador (Hoefs, 2004). Os erros externos associados a essa técnica em geral são inferiores a 0,2 ‰ (per mil).



Neste trabalho, foram feitas análises isotópicas de C e O por um espectrômetro de massa de razão isotópica (IRMS). Para isso, as amostras de carbonato são dissolvidas em ácido fosfórico para a liberação de CO<sub>2</sub>, que é então analisado (Faure e Mensing, 2005). As amostras foram coletadas, cedidas e analisadas pelo Projeto Estudo e Caracterização de Níveis Argilosos do Pré-Sal e Análogos, coordenado pelo prof. Dr. Andre Sampaio Mexias, no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do Instituto de Geociências da UFRGS. Os resultados foram incorporados neste trabalho para auxiliar na interpretação do ambiente da sequência.

## 5. RESULTADOS

### 5.1. TRABALHO DE CAMPO

Na região entre Candiota e Pinheiro Machado há duas cavas de mármore em exploração, a que se encontra a SW está em atividade e tem dimensões aproximadas de 1200 x 340 m. A cava a NE é menor e está inativa, sendo onde o trabalho descritivo foi realizado conforme os pontos mostrados na Figura 7. A mina está orientada no sentido NE-SW e tem aproximadamente 770 x 310 m de extensão, com 5 patamares de cerca de 15 m cada.



Figura 7: Disposição dos pontos na mina, nos pontos em verde foram contruídos perfis de associação faciológica. Alterada do Google Earth.

#### 5.1.1. Litologias

A pedra apresenta intercalações irregulares de mármore bandados e xistos (Figura 8) em camadas centimétricas a decimétricas, sendo o mármore a rocha dominante do afloramento, em uma proporção 7:3.



Figura 8: Parede NW da cava, onde é possível observar a intercalação de bandas de mármore (porções claras) e os xistos (porções escuras), afetadas por dobras  $F_2$  (em roxo), em corte oblíquo, e  $F_3$  (PA em vermelho).

Os perfis 1 a 4 apresentados a seguir são representativos da associação de rochas característica da mina, mas não representam um empilhamento estratigráfico já que a sequência é afetada por dobramentos. No mapa de pontos (Figura 7), os perfis foram identificados pelos pontos em verde.

O perfil 1 representa a associação faciológica do ponto PMC-004 (Figura 9), mostrado no mapa de pontos (Figura 7). Ele foi construído em uma parede na parte noroeste da mina, de leste a oeste e tem 11,7 m de extensão. Os primeiros 5,8 m são exclusivamente de mármore bandado milimétrica a centimetricamente, que se encontra dobrado na porção central. Por vezes o bandamento forma lentes alongadas de calcita, sendo a mais expressiva, com aproximadamente 10 cm, na primeira porção. No restante do perfil, há três intercalações de xisto com espessuras entre 0,8 e 2 m, sendo que na primeira ocorrência, o xisto apresenta um nível carbonático de 15 cm. Em alguns contatos com o xisto, o mármore apresenta uma borda de maior alteração, com textura mais fina, maciça e de coloração mais escura. Neste perfil foram coletadas 8 amostras, representadas pelos pontos em verde: 2 amostras de xisto e 6 de mármore, incluindo 1 amostra da lente carbonática e 1 amostra da borda de maior alteração. Foram feitas lâminas petrográficas das amostras PMC-4A e PMC-4E, em roxo no perfil.



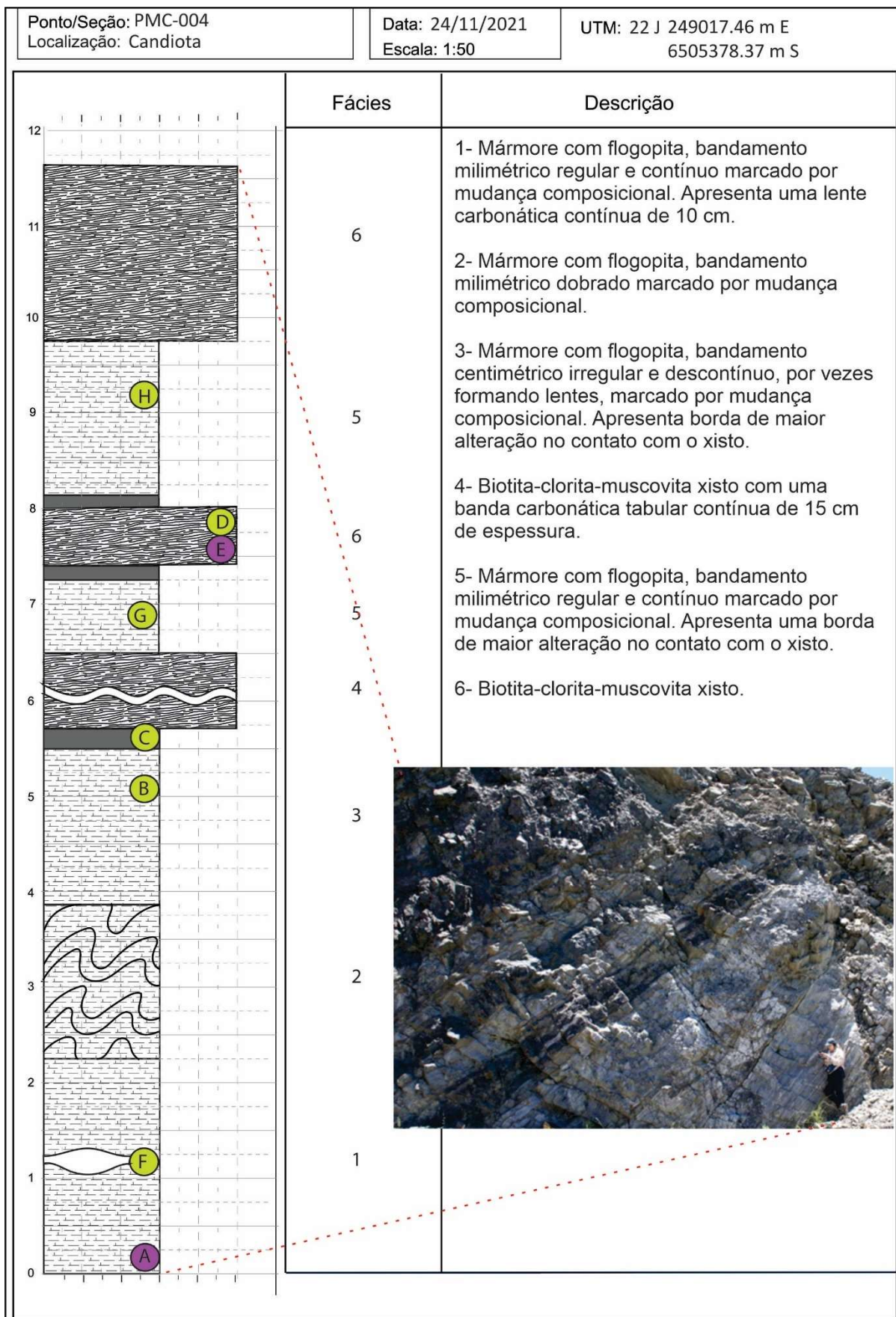


Figura 9: Perfil 1; Associação faciológica do ponto PMC-004.

No ponto PMC-006 (Figura 10), porção leste da mina, foi construído o perfil 2 (Figura 7) em planta, de oeste para leste. Esse perfil tem 7,3 m de extensão, sendo os primeiros 5 m de mármore bandado que se encontra dobrado inicialmente e, progressivamente, se torna menos deformado. Os últimos 2,3 m são representados pelo xisto com lentes de quartzo centimétricas, mais competentes. Foram coletadas 4 amostras nesse ponto, representadas pelos pontos em verde, sendo 2 de xisto e 2 de mármore. Uma lâmina petrográfica foi feita a partir da amostra PMC-6B, em roxo.

O perfil 3 (Figura 11) foi construído em um corte horizontal no ponto PMC-008 (Figura 7), na porção nordeste da mina. Ele apresenta 7 m de intercalação entre o mármore bandado e o xisto. Entre o 1º e 3º m a intercalação é centimétrica e os mármore mostram uma borda de maior alteração, com textura fina e maciça. Em sua primeira ocorrência, o xisto apresenta uma banda lenticular de carbonato. Foram coletadas 8 amostras nesse perfil, representada pelos pontos em verde, sendo 7 delas de mármore e 1 da lente carbonática no xisto.

O perfil 4 (Figura 12) foi construído no ponto PMC-011 (Figura 7), sudoeste da mina, em um corte vertical. Ele apresenta 12 m, sendo o 1º m de mármore bandado com uma borda de maior alteração no contato com o xisto. Os próximos níveis, de xisto (5 m) e de mármore (6 m) apresentam as maiores espessuras representadas em todos os perfis. Foram coletadas 18 amostras nesse ponto, representadas pelos círculos verdes, sendo 5 delas de xisto e 13 de mármore. Foi feita uma lâmina petrográfica da amostra PMC-011B, representada em roxo.

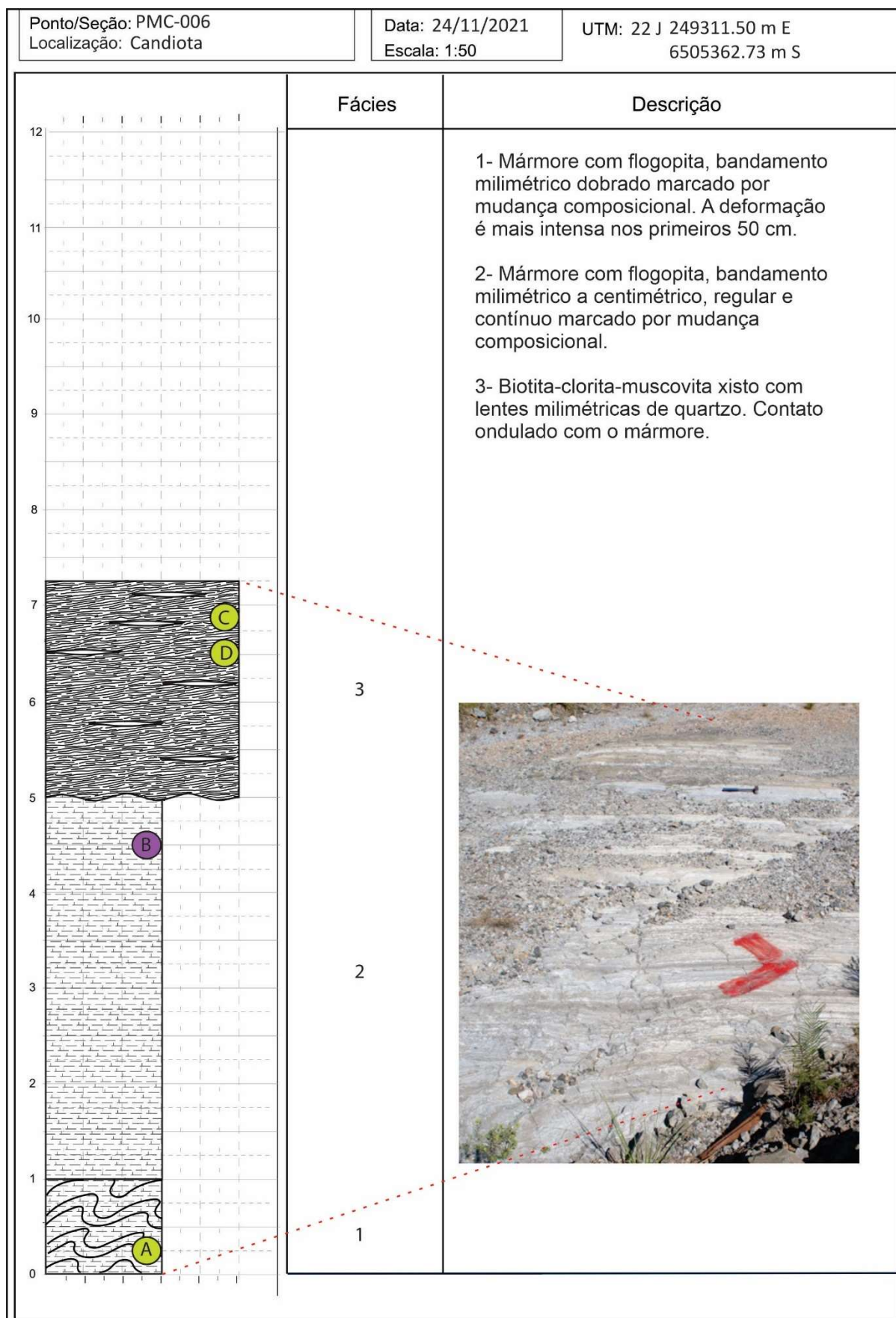


Figura 10: Perfil 2; Associação faciológica do ponto PMC-006.



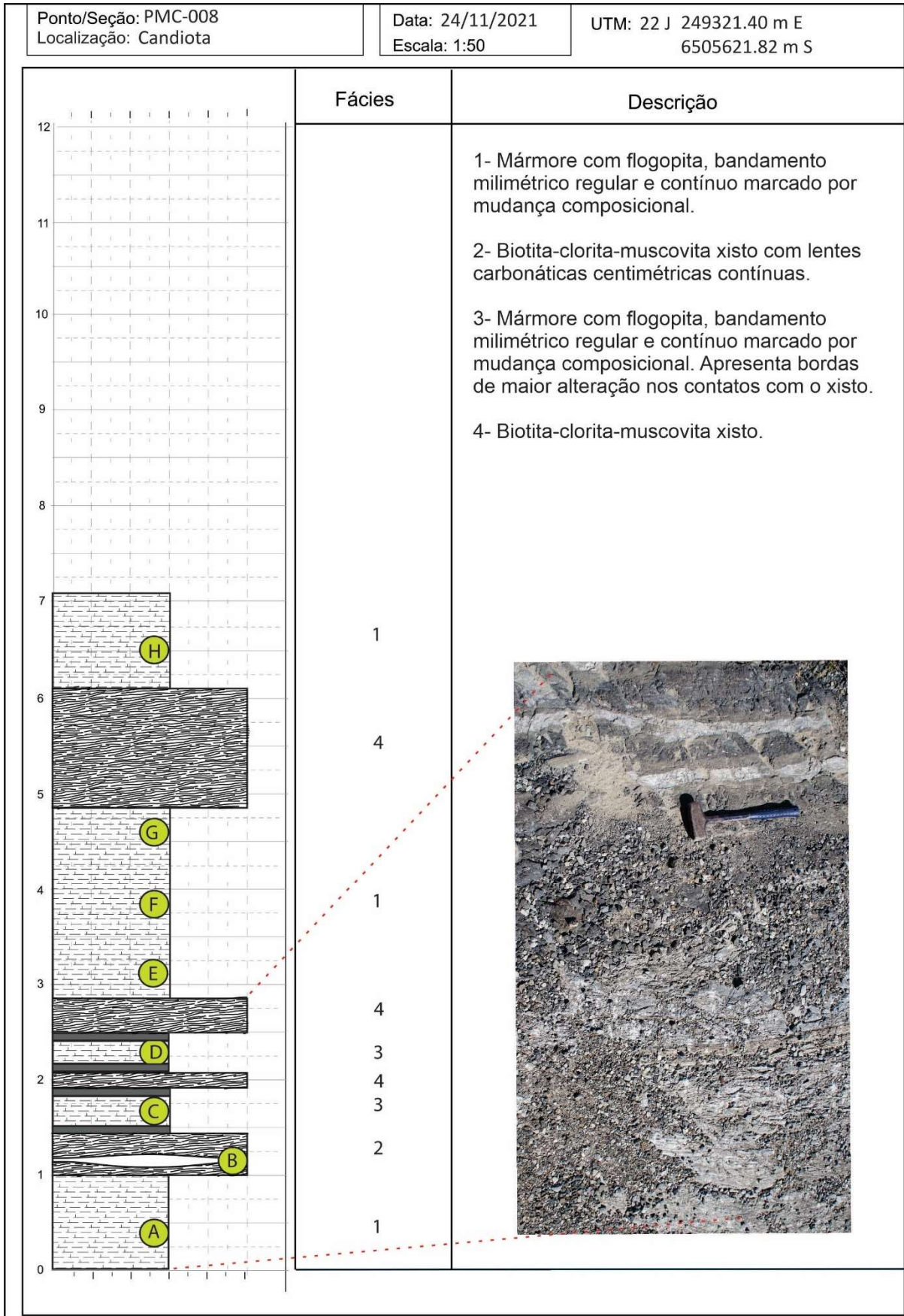


Figura 11: Perfil 3; Associação faciológica do ponto PMC-008.

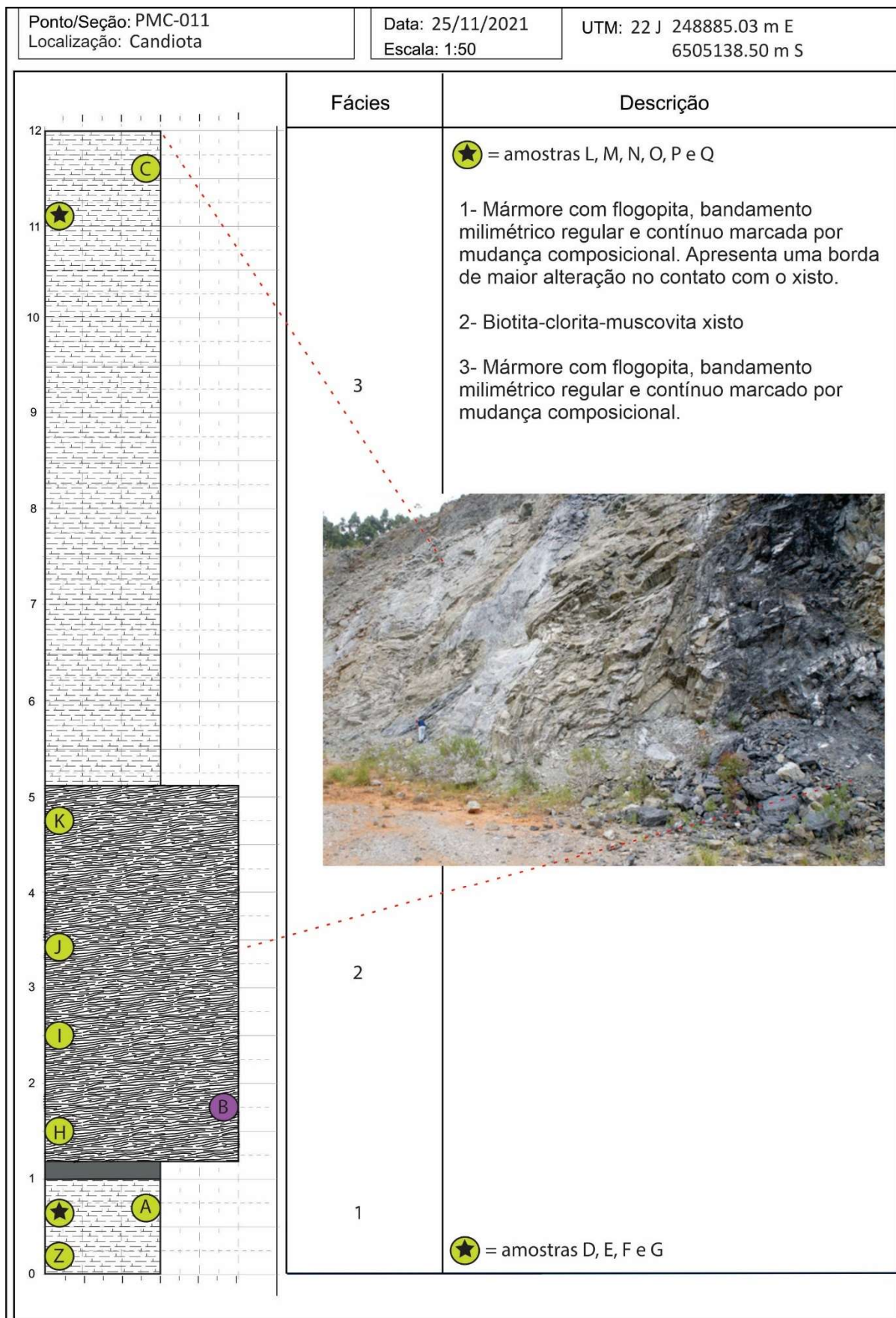


Figura 12: Perfil 4; Associação faciológica do ponto PMC-011.



No ponto PMC-014 (Figura 7), parede leste da pedreira, ocorrem bandas descontínuas de um mármore de coloração bege (Figura 13), intercaladas concordantemente com o xisto. Este mármore não está representado nos perfis, pois só foi encontrada essa ocorrência na mina. Aqui o xisto apresenta veios carbonáticos descontínuos milimétricos.

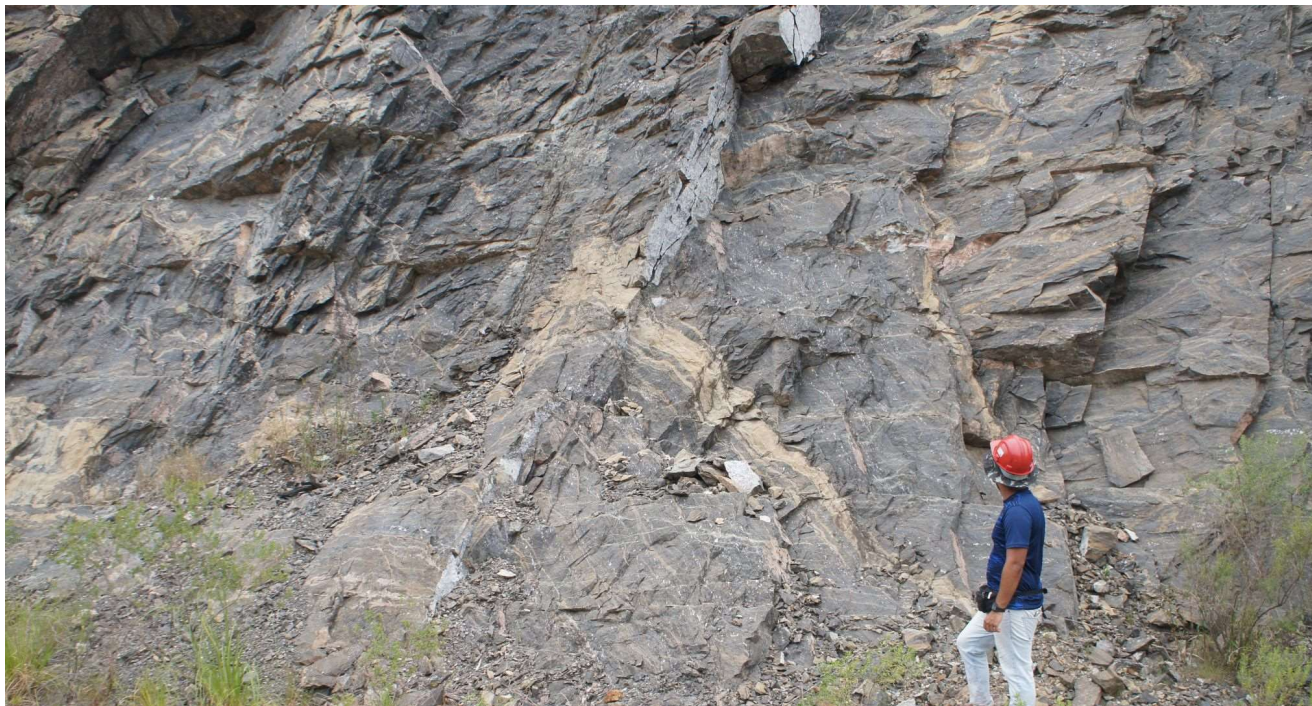


Figura 13: Lentes de mármore calcítico com feldspato (bege) em banda de xisto.

### 5.1.2. Estruturas Deformacionais

Foram reconhecidas quatro fases de dobramento qualitativamente. As principais dobras da mina são as  $F_2$ , que afetam toda a sequência controlando a disposição do bandamento. Elas são dobras métricas a decamétricas recumbentes fechadas a isoclinais com plano axial (PA) mergulhando para NW. As dobras  $F_1$ , observadas localizadamente, são métricas isoclinais e com PA subvertical mergulhando para SE. Elas duplicam o bandamento formando uma foliação  $S_1$  paralela à  $S_0$  e são redobradas pela  $F_2$  (Figura 14), estando majoritariamente transpostas.

Em uma fase mais tardia, a  $F_2$  é redobrada pela  $F_3$ , que é decimétrica a métrica aberta e assimétrica, com PA subvertical mergulhando para NE (Figura 15). A dobra  $F_4$  (Figura 16) corresponde a uma fase de dobramento mais regional, controlando a



posição da pedreira e afetando a posição do PA da  $F_2$  e do bandamento. Foram observadas dobras parasitas tipo S e Z, indicando um PA inclinado mergulhando para SW.



Figura 14: Dobra  $F_1$  isoclinal de PA subvertical sendo redobrada pela dobra  $F_2$  recumbente isoclinal a aberta. No detalhe a  $F_1$  é representada em laranja e a  $F_2$  em roxo, os PAs são representados pelas linhas pontilhadas.



Figura 15: Dobra  $F_3$  aberta, assimétrica e com PA subvertical (em vermelho).





Figura 16: Dobras relacionadas à F<sub>4</sub>, na extremidade SW e NE da mina, respectivamente.

## 5.2. PETROGRAFIA

Foram caracterizadas 5 lâminas delgadas em microscópio petrográfico utilizando luz natural e polarizada e em microscópio eletrônico de varredura, utilizando BEC (*backscattered electron composition*, composição de elétrons retroespalhados) e EDS (*energy dispersive spectrometry*, espectrometria por energia em dispersão).

### 5.2.1. Mármore com Flogopita (PMC-4A e PMC-6B)

Em lâmina petrográfica, as amostras de mármore são caracterizadas por bandamento composicional, textura granoblástica lobulada tendendo ao poligonal, textura inequigranular e dobras intrafoliais (Figura 17).

As bandas claras apresentam contatos lobados em toda mineralogia principal, sendo compostas por 96% carbonatos com grãos entre 0,15 e 0,01mm, 3% feldspatos alterados de até 1 mm e 1% quartzo em agregados recristalizados de até 0,5 mm.

As bandas de coloração escura são compostas por 75% carbonatos com contatos lobados e até 0,1 mm, 20% flogopita, que define a textura lepidoblástica da rocha. Ela tem tipicamente 0,5 mm em seu maior eixo, mas chega a 2 mm em alguns casos. Também há 3% feldspatos alterados com contatos lobados de até 0,1 mm e 2% quartzo recristalizado com contatos lobados de até 0,1 mm.

Com o auxílio do EDS, o principal mineral carbonático identificado foi a calcita, com uma fração de dolomita que se concentra mais nas bandas flogopíticas (Figura 18). Nessas bandas também há maior concentração de minerais acessórios, que se encontram frequentemente fragmentados e são listados em ordem de maior para menor concentração: pirita, apatita, titanita e zircão.

Em alguns locais ocorrem lentes de flogopita com dobramento intrafolial (Figura 17 D), atestando uma  $S_1$  transposta paralela à  $S_2$ , que por sua vez é marcada pelo bandamento descrito.



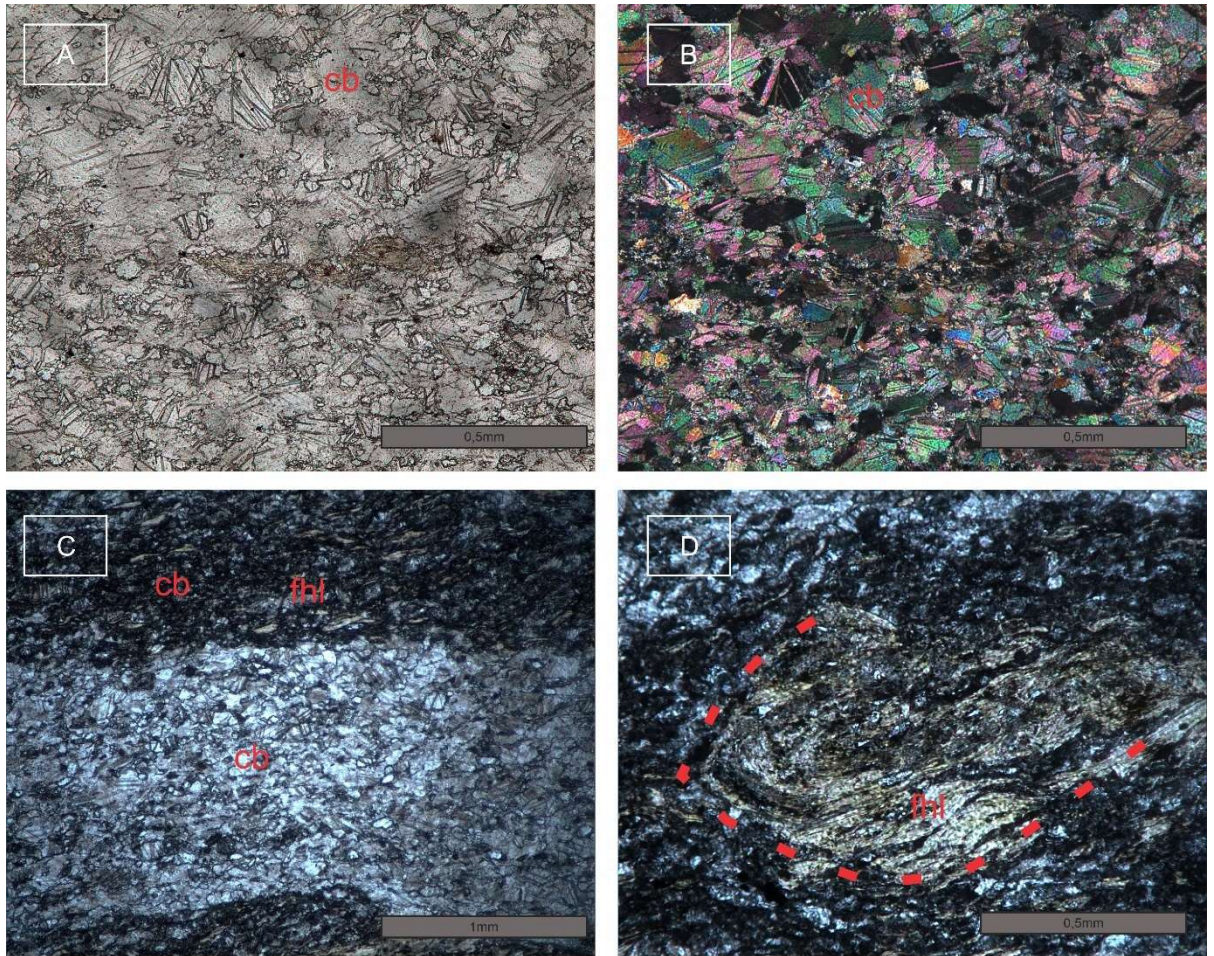


Figura 17: A e B) Texturas inequigranular e granoblástica lobulada em luz natural e polarizada, respectivamente; C) Bandamento composicional; D) Dobramento intrafolial de flogopita.

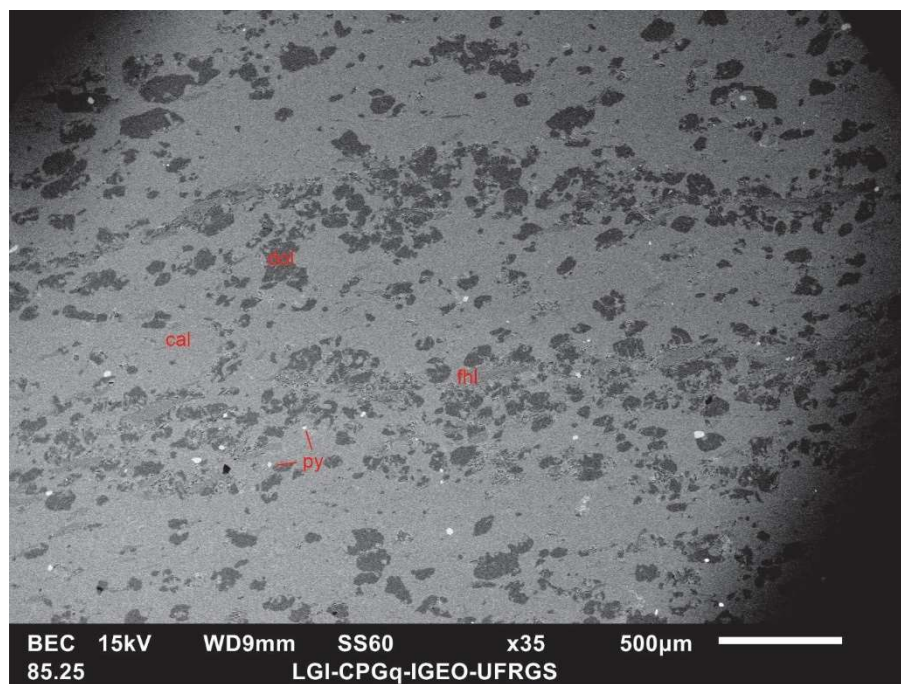


Figura 18: Bandamento composicional por BEC, a calcita aparece em cinza claro, a dolomita em cinza escuro. Num tom intermediário, a flogopita aparece com hábito lamelar.



### 5.2.2. Mármore com Feldspato (PMC-14A)

A amostra PMC-14A corresponde a um mármore de coloração bege encontrado em apenas uma região da pedra. Em lâmina petrográfica ele é inequigranular e caracterizado por 75% carbonato (calcita > dolomita) de até 0,05 mm e com contatos lobados, 15% feldspato alterados com bordas serrilhadas e inclusões opacas e 10% quartzo recristalizado formando lentes de até 2 mm (Figura 19). Apresenta um bandamento composicional e granulométrico sutil, marcado por maiores e menores concentrações de quartzo, feldspato e minerais acessórios (pirita, apatita e titanita). Os minerais siliciclásticos se caracterizam por serem anédricos e muito fraturados.

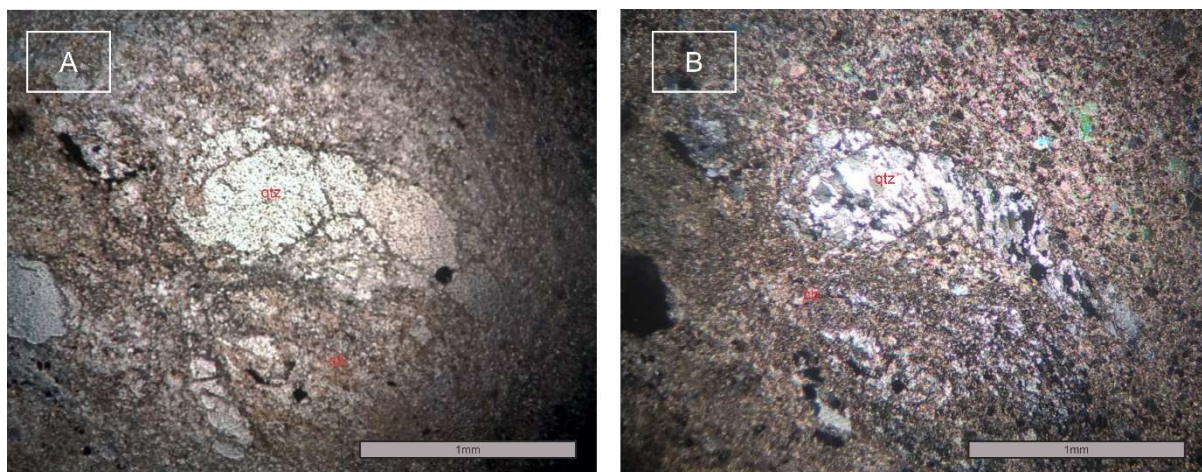


Figura 19: Lentes de quartzo recristalizado envoltas por carbonato muito fino em A) luz natural e; B) luz polarizada.

### 5.2.3. Biotita-Clorita-Muscovita Xistos (PMC-4E e PMC-11B)

Os xistos são compostos por 80% filossilicatos orientados, marcando uma textura lepidoblástica, e 20% quartzo recristalizado em lentes de até 0,3 x 1,5 cm. Os filossilicatos são principalmente muscovita e clorita intercrescidas (Figura 21), mas há ocorrência localizada de biotita. Os minerais acessórios se encontram majoritariamente fragmentados e incluem pirita, apatita, titanita e Ba-titanato. No MEV as cloritas aparentam apresentar duas composições, uma mais férrica e outra mais magnésiana (Figura 21).

A foliação principal  $S_2$  é a xistosidade, marcada pela textura lepidoblástica dos



filossilicatos. Dentro da  $S_2$ , ocorrem *mica fish* (Figura 20, C) e lentes de quartzo cuja recristalização é orientada, marcando uma foliação  $S_1$ . A xistosidade também se encontra dobrada, formando uma foliação  $S_3$  paralela ao eixo dessas dobras (Figura 20, E e F).

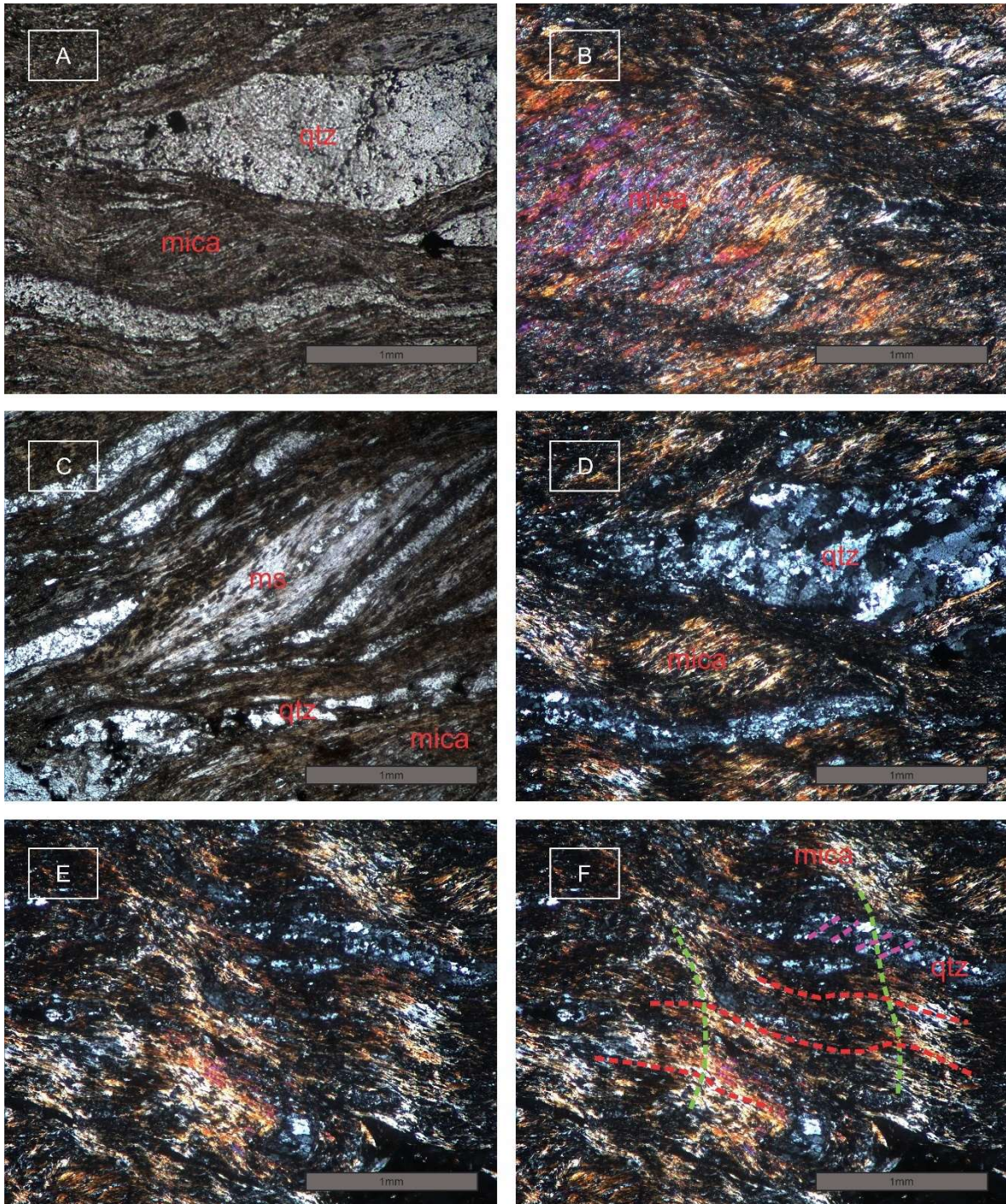


Figura 20: A) Micas orientadas e lentes de quartzo dobradas no xisto, em luz natural; B) Micas orientadas dobradas em luz polarizada; C) *Mica fish* em luz natural; D) Detalhe da lente de quartzo, mostrando a foliação  $S_1$ ; E e F) Representação das três foliações,  $S_1$  em roxo,  $S_2$  em vermelho e  $S_3$  em verde;



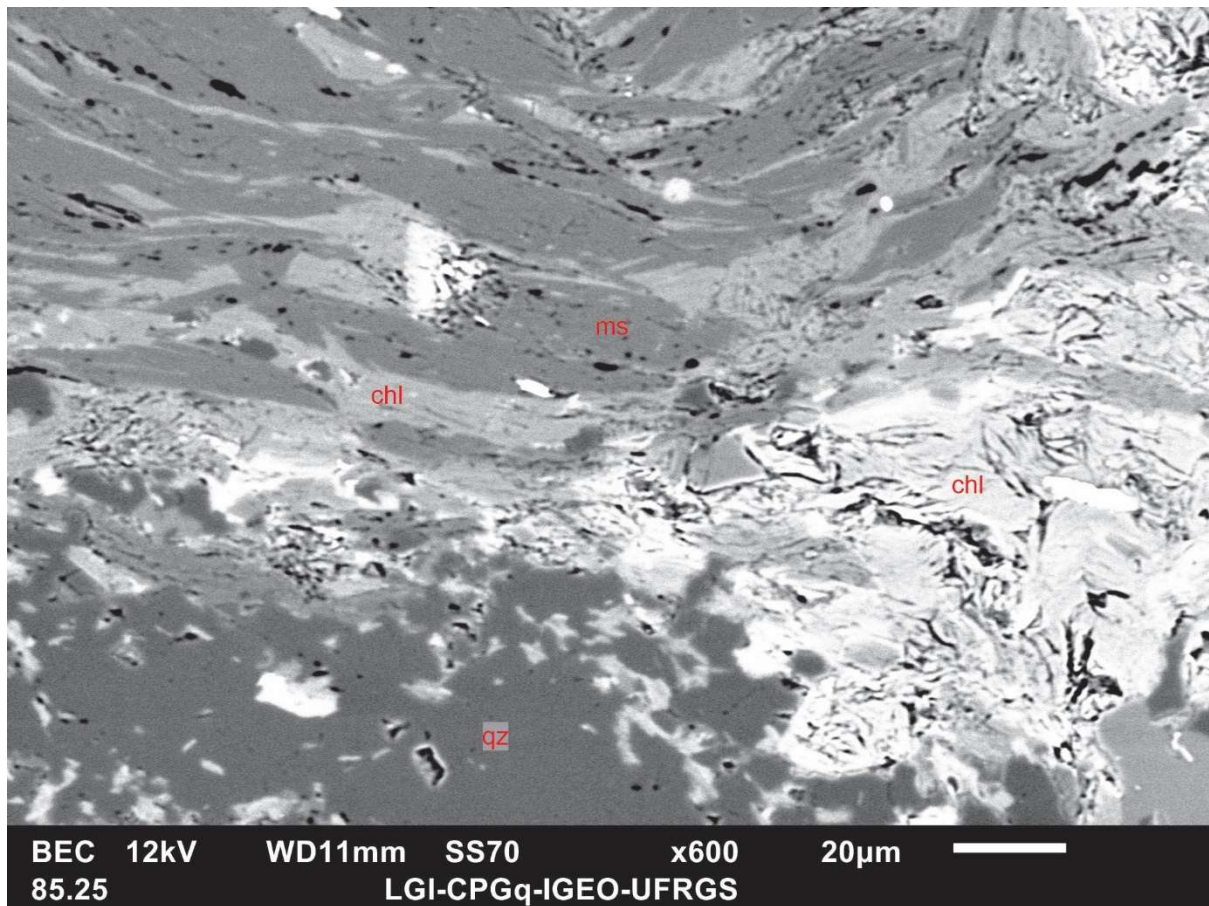


Figura 21: Representação do xisto, imagem por BEC e composições por EDS; ms=muscovita, qz=quartzo, chl=clorita. A muscovita e a clorita estão intercrescidas.



### 5.3. DIFRAÇÃO DE RAIOS X (DRX)

A análise de DRX semiquantitativa foi realizada em quatro amostras de mármore (VOT-01A, VOT-01B, VOT-01C e VOT-01D) e uma de xisto (VOT-01E) (Tabela 1).

Nas amostras de mármore, a calcita é o principal mineral encontrado e todas as amostras apresentam quartzo e mica, que combinados representam 20% ou mais da rocha. A amostra VOT-01B é a única que apresenta K-feldspato e clorita, e a mica nele encontrada não é flogopita. É provável que essa amostra seja correspondente ao mármore com feldspato (amostra PMC-14A). Todas as outras amostras de mármore (VOT-01A, VOT-01C e VOT-01D) apresentam flogopita, sendo correlacionáveis ao mármore com flogopita (PMC-4A e PMC-6B). A amostra VOT-01A também apresenta esmectita.

A amostra VOT-01E é a única de xisto, apresentando quartzo e mica como minerais dominantes e clorita.

Tabela 1: Resultados da quantificação mineralógica por DRX. Amostras e resultados cedidos pelo Projeto Estudo e Caracterização de Níveis Argilosos do Pré-Sal e Análogos.

	VOT-01A (mármore com flogopita)	VOT-01B (mármore com feldspato)	VOT-01C (mármore com flogopita)	VOT-01D (mármore com flogopita)	VOT-01E (xisto)
Calcita	44,9%	58,6%	65,8%	73,3%	-
Quartzo	17,7%	11,4%	13%	6,7%	45,2%
Mica	16,5% (flogopita)	9,8%	11,3% (flogopita)	14,2% (flogopita)	32,3%
Dolomita	5,1%	-	9,6%	-	3,3%
K-feldspato	-	10,3%	-	-	-
Esmectita	15,8%	-	0,3%	-	-
Clorita	-	9,9%	-	5,8%	19,2%

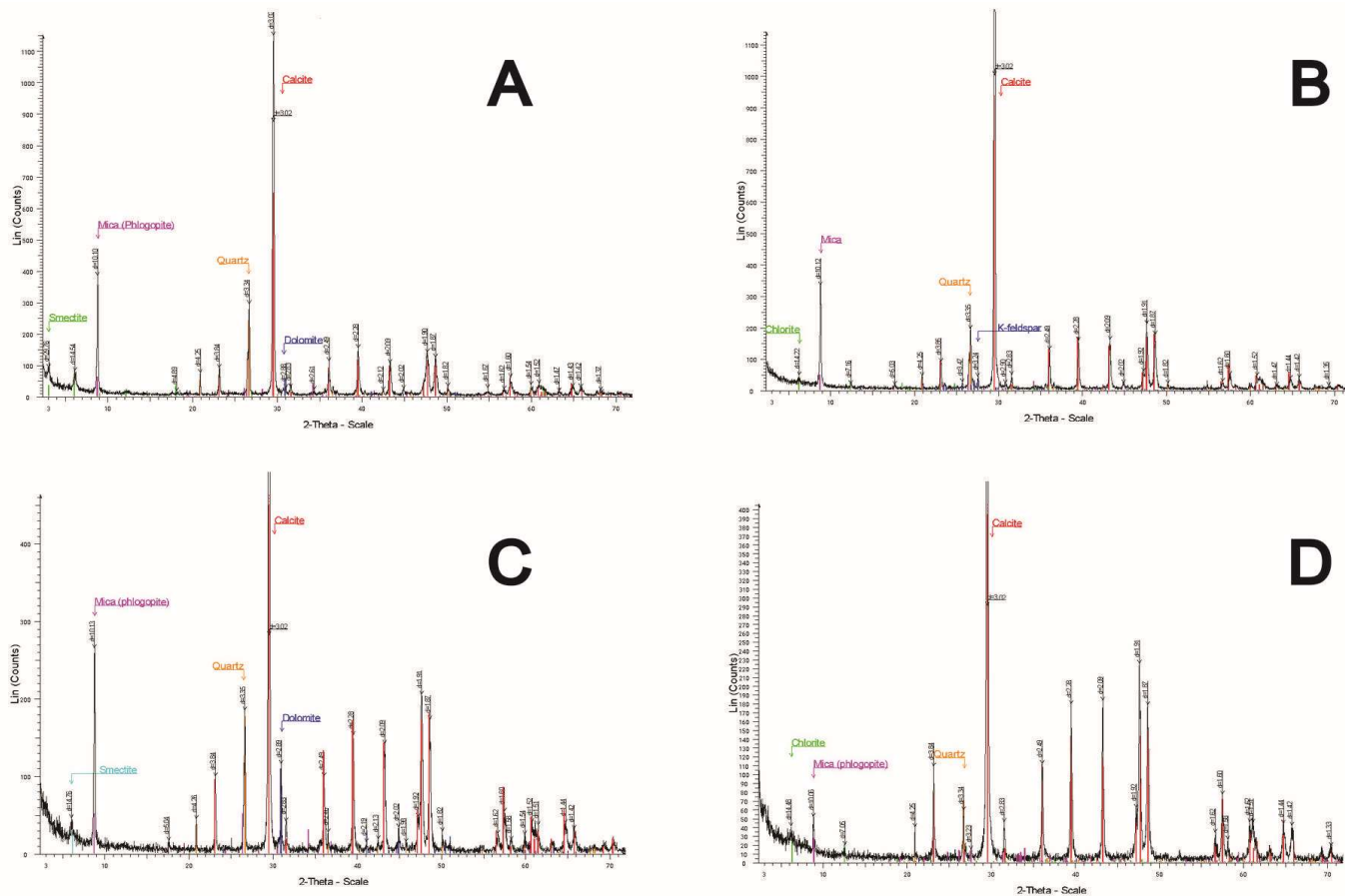


Figura 22: Análises de DRX dos mármore. Os quadros A, B, C e D correspondem às amostras VOT-01A, VOT-01B, VOT-01C e VOT-01D, respectivamente.

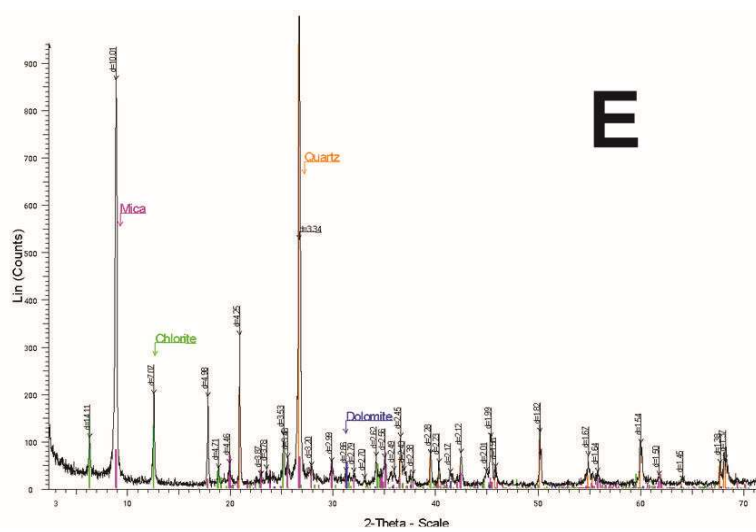


Figura 23: Análise de DRX do xisto, amostra VOT-01E.

#### 5.4. FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X (FRX)

A análise de FRX de elementos maiores e traço (Y, Ni, Cu, Sr, Zr, Nb, Rb, Cr e Ba) foi realizada em três amostras de mármore com flogopita, uma amostra de mármore com feldspato e duas amostras de xisto, os valores são de porcentagem em peso para os elementos maiores (*wt%*) e partes por milhão para os elementos menores (ppm) (Tabela 2).

Nos mármore com flogopita, a soma de CaO e MgO é em torno de 57% e a perda ao fogo (LOI) em torno de 40%, confirmando que a rocha é composta majoritariamente por carbonatos. Os valores de CaO estão entre 43 e 54%, também confirmando a predominância de calcita sobre dolomita nestes mármore. Dos elementos maiores, eles apresentam apenas Sr e Zr, com valores entre 159 e 339,3 ppm para o Sr e entre 26,9 e 40,4 ppm para o Zr.

Já o mármore com feldspato apresenta uma componente siliciclástica maior, com 18% de SiO<sub>2</sub>. Apesar disso, nele também predomina a calcita sobre a dolomita, como demonstram os valores de 44,78% de CaO, similar aos dos outros mármore, e 1,56% de MgO, ainda menor comparado com os mármore com flogopita. Quanto aos elementos menores, eles apresentam valores mais elevados de Sr e Zr, além de conterem Y e Nb.

Os xistos apresentam aproximadamente 78% de SiO<sub>2</sub> + Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e valores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> similares aos de MgO. Eles apresentam menos de 5% de LOI, indicando a baixa concentração de voláteis. A assinatura de Ba dos xistos é elevada, o que é consistente com a presença de Ba-titanita e o teor de Zr deles é similar ao dos mármore. Outros elementos traço encontrados, dentro do conjunto analisado, foram Rb, Cr, Sr, Ni, Y, Cu (apenas na amostra PMC-11B) e Nb, em ordem decrescente.

Tabela 2: Resultados de análise quantitativa de espectrometria por FRX, porcentagem em peso (wt%) e partes por milhão (ppm).

	Mármore com flogopita	Mármore com flogopita	Mármore com flogopita	Mármore com feldspato	Biotita-Clorita-Muscovita Xisto	Biotita-Clorita-Muscovita Xisto
Amostra	PMC-4A	PMC-4F	PMC-6B	PMC-14A	PMC-4E	PMC-11B
SiO <sub>2</sub> (wt%)	nd	nd	nd	18,03	60,29	61,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (wt%)	1,67	1,52	1,5	3,16	17,55	16,82
TiO <sub>2</sub> (wt%)	0,1	0,07	0,09	0,23	0,66	0,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (wt%)	0,96	0,56	0,99	2,1	6,69	5,88
MnO (wt%)	0,14	0,12	0,08	0,09	0,06	0,06
MgO (wt%)	7,95	12,73	4,92	1,56	4,86	5,88
CaO (wt%)	49,01	43,56	53,85	44,78	0,23	0,69
Na <sub>2</sub> O (wt%)	nd	nd	nd	1,84	0,75	0,45
K <sub>2</sub> O (wt%)	0,34	0,29	0,47	0,25	4,78	4,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (wt%)	0,02	0,01	0,01	0,02	0,09	0,1
LOI	39,81	41,13	38,09	27,95	4,04	3,5
Total	100	100	100	100	100	100
Y (ppm)	-	-	-	10,3	31,7	33,6
Ni (ppm)	-	-	-	-	55,7	50,5
Cu (ppm)	-	-	-	-	-	35,2
Sr (ppm)	171,8	159	339,3	497,7	56,1	61,1
Zr (ppm)	31,2	26,9	40,4	121,8	139,4	119,4
Nb (ppm)	-	-	-	9,9	9,6	9
Rb (ppm)	-	-	-	-	179,3	177,1
Cr (ppm)	-	-	-	-	130,7	113,2
Ba (ppm)	-	-	-	-	669,9	629,3

## 5.5. ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO

Nos mármore, os valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}\text{‰}$  variam de -0,81 a 1,34 e os valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}\text{‰}$  variam de -16,23 a -10,27 (Tabela 3).

Tabela 3: Resultados das análises de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , baseados nos padrões VPDB. Amostras e resultados cedidos pelo Projeto Estudo e Caracterização de Níveis Argilosos do Pré-Sal e Análogos.

	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}\text{‰}$
VOT - 01 A	0,87	-13,35
VOT - 01 B	1,13	-10,27
VOT - 01 C	-0,81	-16,23
VOT - 01 D	1,34	-11,69

## 6. DISCUSSÃO

### 6.1. PROTÓLITO

A mina estudada em Candiota apresenta intercalações irregulares de mármores calcíticos com flogopita bandados e xistos pelíticos, com eventual ocorrência de lentes de mármore com feldspato dentro dos níveis de xisto. A sequência é dobrada e deformada, não mantendo sua posição original e, portanto, não representa um empilhamento estratigráfico.

Os mármores com flogopita apresentam bandamento composicional milimétrico a centimétrico, regular e contínuo, que marca uma  $S_0$  dobrada e frequentemente transposta. Conforme o DRX, a mineralogia principal é composta por calcita entre 45 e 73%, flogopita entre 11 e 17% e uma componente quartzo feldspática tipicamente em torno de 10%. Embora esses mármores sejam calcíticos, eles apresentam minerais magnesianos, e a dolomita, embora em quantidades menores que 10%, é mais concentrada nas bandas flogopíticas. Em alguns locais também há ocorrência de lentes de quartzo milimétricas alongadas concordantemente com o bandamento.

O contato entre os mármores e xistos é frequentemente ondulado ou apresenta uma borda de maior alteração no mármore, provavelmente representando uma zona de reação.

Os biotita-clorita-muscovita xistos estão dispostos em níveis irregulares decimétricos a métricos intercalados com os mármores. Ocasionalmente apresentam níveis calcíticos boudinados ou com contatos ondulados, ou lentes de quartzo milimétricas alongadas conforme a xistosidade. Eles apresentam textura equigranular fina e textura lepidoblástica. Quanto à mineralogia, eles são dominados por muscovita, clorita e biotita, que, conforme o DRX, representam mais de 50% da rocha (mica + clorita). Também apresentam lentes de quartzo recristalizado, compondo 45% da rocha, e eventualmente feldspato.

O mármore com feldspato ocorre como lentes centimétricas a decimétricas dentro do xisto e é caracterizado por ter uma componente quartzo feldspática maior, que ultrapassa os 20%. Ele também apresenta mica e clorita, tendo uma composição mineralógica entre os mármore com flogopita e os biotita-clorita-muscovita xistos.

Embora não seja possível definir um topo e base, em todas as seções levantadas foi encontrada uma intercalação de mármore com flogopita e xistos pelíticos, o que, num contexto sedimentar, corresponderia a um ambiente de formação carbonática com ação siliciclástica pelítica. Conforme os levantamentos feitos, os pacotes são predominantemente métricos com eventuais intercalações decimétricas e predomínio do protólito carbonático, indicando uma entrada cíclica da componente siliciclástica.

## 6.2. AMBIENTE SEDIMENTAR E TECTÔNICO

As rochas carbonáticas podem se formar em inúmeros contextos, mas no contexto do Complexo Porongos, os possíveis modelos deposicionais, considerados por diversos autores, são ambientes relacionado a arco (*backarc*, *forearc* e *foreland*) (Batistti et al., 2022; Gruber et al., 2016;), de rifte (Konopásek et al., 2007) e de margem passiva (Höfig et al., 2018; Pertille et al., 2017). Os dados obtidos na construção desse trabalho, seja de campo, petrográfico, estrutural ou geoquímico, trazem importantes evidências para a reconstrução dos ambientes sedimentar e tectônico em que essa sequência intercalada de mármore e xistos se formou, deformou e metamorfozou.

Os dados de isótopos estáveis foram plotados em um gráfico  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  x  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  (Figura 24) indica que o sistema esteve aberto, já que possui uma assinatura mais diagenética. Por essa razão, não foram feitos cálculos de temperatura e salinidade para o ambiente de deposição do protólito carbonático.

Plotados em um gráfico de isótopos estáveis de carbono e oxigênio (Figura 25) que delimita campos composicionais para diferentes tipos carbonáticos, todas as amostras (VOT-01A, VOT-01B, VOT-01C e VOT-01D) mostraram composições intermediárias entre carbonatos marinhos e fluidos metamórficos. A amostra VOT-

01B, que provavelmente corresponde ao mármore com feldspato, não mostra valores destoantes do restante das amostras. Esse *trend* indica um protólito carbonático marinho que teve seu sistema aberto durante o metamorfismo, o que alterou suas composições isotópicas na direção do campo de fluido metamórfico.

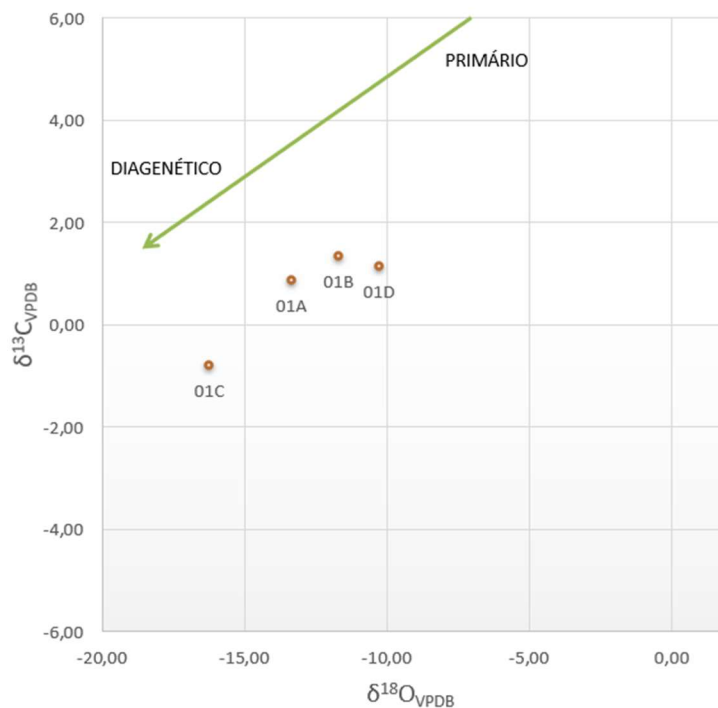


Figura 24: Gráfico isótopos estáveis de carbono e oxigênio ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}\text{‰}$  x  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}\text{‰}$ ). Baseado em Jacobsem e Kaufman (1999).

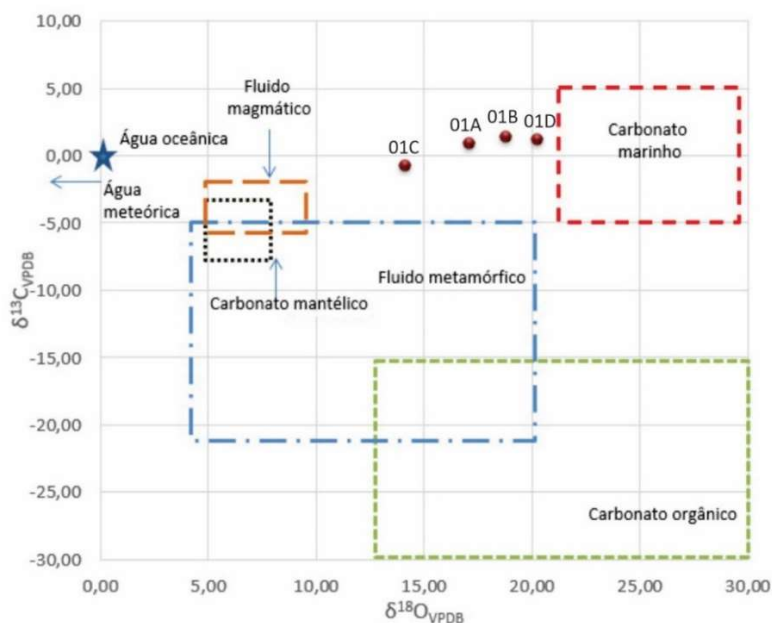


Figura 25: Gráfico isótopos estáveis de carbono e oxigênio ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}\text{‰}$  x  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}\text{‰}$ ) mostrando a delimitação de campos composicionais para diferentes tipos carbonáticos. Baseado em Velez (2017).



Os dados de elementos maiores de FRX dos biotita-clorita-muscovita xistos (em laranja) estudados foram plotados em três gráficos (Figura 26), associados aos dados coletados por Pertille et al. (2015) correspondentes a xistos de Capané (clorita xistos e xistos), região norte do CP (em verde), e a Santana da Boa Vista (muscovita xistos e quartzo-muscovita xistos), região central do CP (em amarelo). Os gráficos foram baseados nas definições composicionais de Bathia (1983) para arenitos, de acordo com o ambiente tectônico de suas formações. Como os dados publicados são em relação a arenitos e os xistos analisados são pelíticos, a análise é de caráter qualitativo.

Em todos os gráficos, a seta inicia nas composições correspondentes a ambientes de arco de ilha oceânico, passando pelo arco de ilha continental, margem ativa e terminando no ambiente de margem passiva. Com base nessas informações, os xistos de Candiota indicam um ambiente de arco continental ou margem ativa, assim como a maior parte dos outros xistos.

Zhang et al. (2017) plotaram os dados geoquímicos de carbonatos calcínicos de diversas proveniências geográficas e sedimentar-tectônicas (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**), com o objetivo de classificá-los. Com os dados disponíveis para esse trabalho, apenas os gráficos de  $Al_2O_3 \times Fe_2O_3$  e de  $Al_2O_3 \times MnO$  (Figura 27) puderam ser construídos para os mármore de Candiota. Os ambientes mais prováveis para a formação desses mármore seriam de oceano aberto (alto oceânico), *foreland* e margem passiva, mas nenhum ambiente pode ser excluído com base nesses resultados.

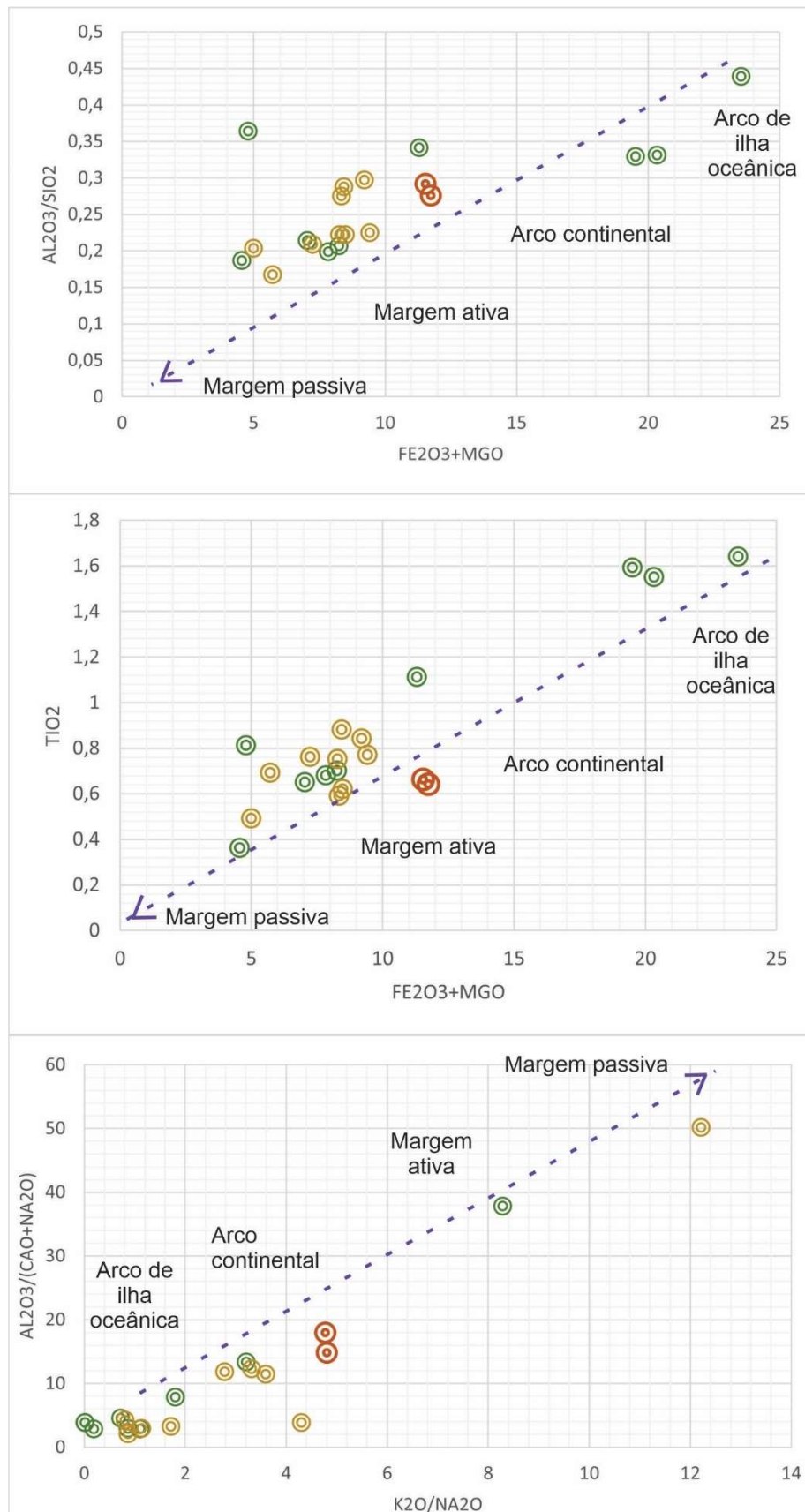


Figura 26: Gráficos de classificação de ambiente tectônico a partir da geoquímica de xistos, baseado na classificação de Bhatia (1983). Em verde os dados de Capané (Pertille et al., 2015), em amarelo os dados de Santana da Boa Vista (Pertille et al., 2015) e em laranja os biotita-clorita-muscovita xistos de Candiota

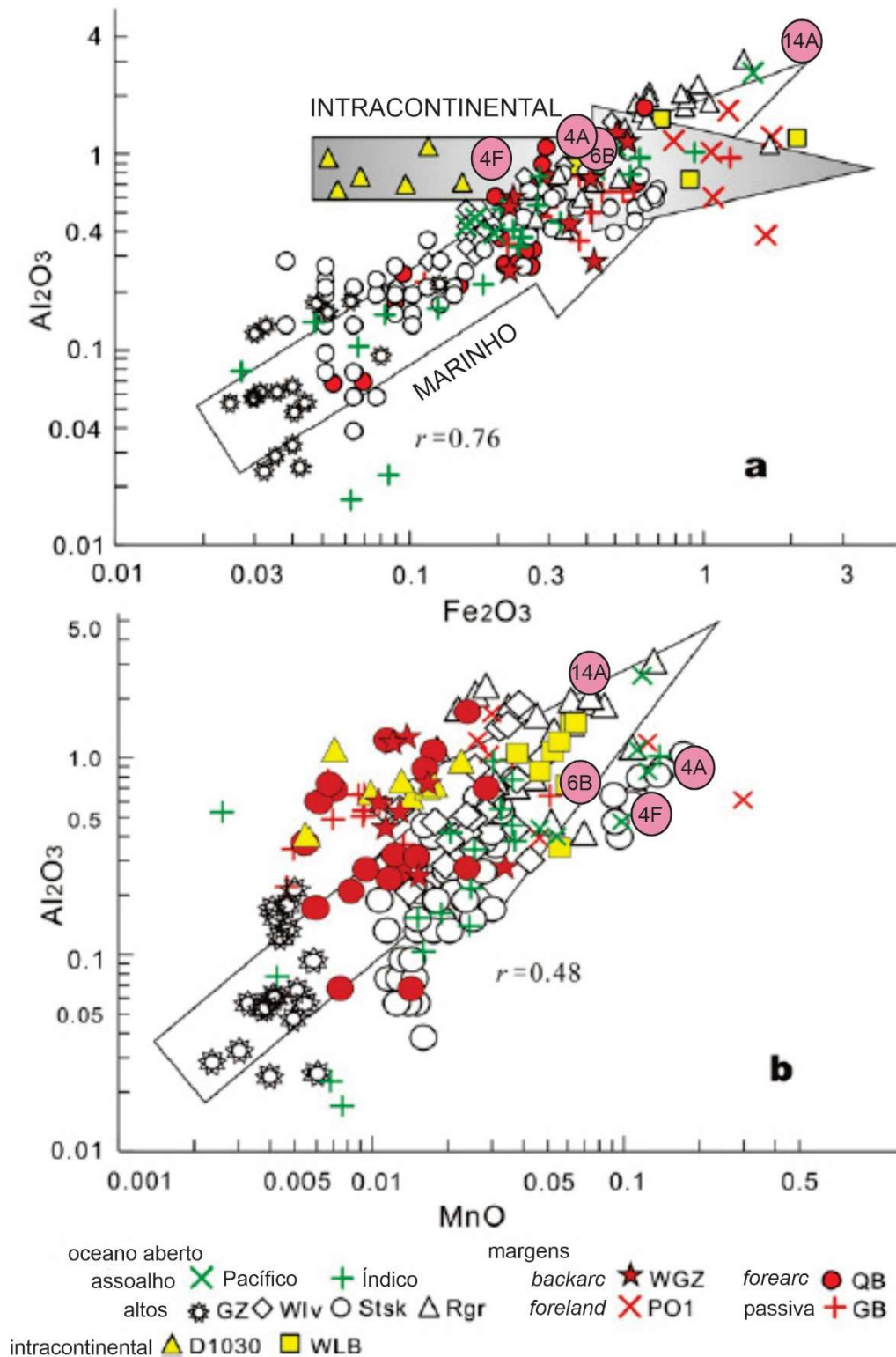


Figura 27: Gráficos composicionais dos mármore baseados na classificação de Zhang et al. (2017). As amostras 4A, 4F e 6B correspondem aos mármore com flogopita e a amostra 14A ao mármore com feldspato.

Bosense (2005) descreve mármores semi-pelágicos e plataformas carbonáticas em corpos alongados paralelamente a dobras compressionais e falhas como típicos de ambientes compressionais, em uma bacia de *foreland* ou *forearc*. Uma intercalação carbonática-pelítica metamorfozizada em fácies xisto verde e altamente deformada corresponde à Sequência Porongos I, definida por Höfig et al. (2018). No modelo proposto, a sequência teria se formado em uma bacia marginal e, posteriormente, sofrido metamorfismo e deformação enquanto a Sequência Porongos II se depositava em um ambiente de *foreland*. Pertille et al. (2017) também propõem um ambiente de *foreland* para a sedimentação do CP, com quatro padrões de proveniência, enquanto Batistti et al. (2022) propõem um ambiente relacionado à arco magmático, sugerindo que houve atividade magmática no *foreland* e *hinterland* de um cinturão de dobramento e cavalgamento.

Os dados geoquímicos preliminares indicam um possível ambiente de arco de ilhas continentais ou margem ativa. Considerando o contexto do CP e os estudos mencionados acima, o ambiente de deposição mais provável para os mármores e xistos dessa pedreira é o de margem ativa relacionado à arco magmático. Porém, os outros ambientes não podem ser excluídos com base nesses dados.

### 6.3. ESTRUTURAL E METAMORFISMO

Embora a deformação tenha sido avaliada qualitativamente, foram identificadas quatro fases de dobramento. A fase mais antiga ( $F_1$ ) está parcialmente preservada, sendo composta por dobras isoclinais transpostas e dobras sem raiz. A principal fase de dobramento ( $F_2$ ) observada na pedreira consiste em dobras recumbentes fechadas a isoclinais com vergência para SW, que redobra a  $F_1$  e controla a disposição do bandamento do mármore e das intercalações mármore/xisto. A  $F_2$  também é responsável pela formação de uma foliação  $S_2$ , que guarda resquícios da  $S_1$ , e indica uma condição de pico metamórfico, tendo uma assembleia e paragênese associada nos mármores por calcita, flogopita, dolomita, quartzo e K-feldspato, típica de metamorfismo de baixo grau. Nos xistos ela é associada a uma paragênese de muscovita, clorita e biotita, indicando uma fácies xisto verde (Strekeisen, 2006) na zona da biotita. A presença de biotita indica um grau um pouco mais alto.

Foram descritas duas fases de dobramento posteriores, com dobras mais abertas em condições mais amenas. A  $F_3$  é assimétrica com vergência para SW, PA subvertical e eixo sub-horizontal e a  $F_4$  controla a posição da pedreira, afetando a posição do bandamento e do PA da  $F_2$ .

O evento tectono-metamórfico responsável pela disposição litológica e estrutural descrita é consistente com um padrão de dobramento e cavalgamento. Entretanto, não foi feita uma coleta de medidas sistemática e um conjunto de dados mais robusto é necessário para uma avaliação mais precisa. Se essa correlação com a fase compressional estiver correta, a possível idade para o metamorfismo seria em torno dos 650 Ma, idade dada por Lenz et al. (2006) para um possível cinturão de dobramento e cavalgamento da Sequência Porongos I.

## 7. CONCLUSÃO

Este trabalho traz dados petrográficos, faciológicos, estruturais, geoquímicos e isotópicos de uma ocorrência de mármore do CP que é pouco descrita na bibliografia geológica regional, especialmente na região sul. Os dados preliminares apresentados permitem sugerir algumas interpretações indicativas de ambiente sedimentar e tectônico para a deposição dos mármore e xistos estudados.

Os mármore com flogopita são caracterizados por terem um bandamento composicional marcado por uma mineralogia mais magnésiana (flogopita e dolomita), embora sejam calcíticos. Os xistos são compostos por muscovita, clorita, biotita e quartzo, com ocorrências localizadas de K-feldspato e lentes do mármore com feldspato. Esses, por sua vez, são caracterizados por terem uma componente siliciclástica maior e pela ausência de flogopita. Estruturalmente, a feição dominante é o dobramento  $F_2$  recumbente e isoclinal, que frequentemente transpõem a  $F_1$  e está associado ao metamorfismo na fácies xisto verde, zona da biotita.

Estes são os primeiros resultados que descrevem de forma mais ampla a geologia desses mármore, contribuindo para o estudo do Complexo Porongos, de forma a indicar um possível ambiente sedimentar de margem continental ativa, seguido por uma deformação que é consistente com um cinturão de cavalgamento. Apesar da interpretação incerta, a coleta de dados, produção de resultados e caracterização litológica dos mármore e xistos pelíticos já alcança os objetivos desse trabalho, enriquecendo a discussão da evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano.

## 8. REFERÊNCIAS

Bathia, M. R. **Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstones.** 91, *Journal of Geology*, 1983, p. 611-627.

Battisti, M. A. Bitencourt, M. F. De Toni, G. B. Nardi, L. V. S. Konopásek, J. **Metavolcanic Rocks and Orthogneisses from Porongos and Várzea Do Capivarita Complexes: A Case for Identification of Tectonic Interleaving at Different Crustal Levels from Structural and Geochemical Data in Southernmost Brazil.** 88, *Journal of South American Earth Sciences*, 2018, p. 253–274.

Battisti, M. A. Bitencourt, M. F. Schmitt, R. S. Nardi, L. V. S. Martil, M. M. D. De Toni, G. B. Pimentel, M. M. Armstrong, R. Konopásek, J. **Reconstruction of a volcano-sedimentary environment shared by the Porongos and Várzea do Capivarita complexes at 790 Ma, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil.** 378, Elsevier B. V., 2022.

Best, M. G. 2003. *Igneou and Metamorphic Petrology*. 2nd ed. Blackwell Publishing, 758p.

Boggs Jr., S. 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*, 2nd ed. Oregon, Cambridge University Press. 612p.

Bosence, D. W. J. Wilson R. C. L. 2003. Carbonates. In: Coe, A. L. *The Sedimentary Record of Sea-Level Change*. Cambridge, Cambridge University Press. 277p.

Bosence, D. A **Genetic Classification of Carbonate Platforms Based on Their Basinal and Tectonic Setting in the Cenozoic**, 175, Elsevier B. V., 2005, p. 49-72.

Carvalho, I. S. 2010. *Paleontologia, vol. 1 (Conceitos e Métodos)*, 3ªed. Rio de Janeiro, Editora Intrínseca, 379p.

Condie, K. C. 2005. *Earth as an Evolving Planetary System*. Amsterdam: Elsevier. 447p.

CPRM. **Folha Pedro Osório**. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, 2006.

Faure G., Mensing, T. M. 2005. *Isotopes: Principles and Applications*. 3rd ed. New Jersey, John Wiley & Sons, Inc., Hoboken. 897p.

Fernandes, L. A. D. Menegat, R. Costa, A. F. U. Koester, E. Porcher, C. C. Tommasi, A. Kraemer, G. Ramgrab, G. E. Camozzato, E. **Evolução Tectônica Do Cinturão Dom Feliciano No Escudo Sul-rio-grandense: Parte I - Uma Contribuição A Partir Do Registro Geológico**. 25, nº 4, Revista Brasileira de Geociências, 1995, p. 351–74.

Fettes, D. Desmons, J. 2007. *Metamorphic Rocks A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press. 256p.

Fettes, D. & Desmons, J. 2014. *Rochas Metamórficas – Classificação e Glossário*. 1a ed. São Paulo, Oficina de Textos, 328p.

Folk, R.L.; 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, TX:Hemphill, 107p.

Goulart, R. V., Remus, M. V. D. **Depositional evolution of Southwest Gondwana Neoproterozoic paleobasins based on Sr, C and O isotopic compositions of carbonatic rocks from the Sul-Riograndense Shield, Brazil**. 31 International Geologic Congress, 2016, Cape Town, South Africa.

Grieken R., Markowicz A. 2002. *Handbook of X-Ray Spectrometry*. 2nd ed. New York, Marcel Dekker Inc., 1016p.

Gruber, L. Porcher, C. C. Koester, E. Bertotti, A. B. Lenz, C. Fernandes, L. A. D. Remus, M. V. D. **Isotope Geochemistry and Geochronology of Syn-depositional Volcanism in Porongos Metamorphic Complex, Santana da Boa**



**Vista Antiform, Dom Feliciano Belt, Brazil: Onset of an 800 Ma Continental Arc.** n° 2, *Journal of Sedimentary Environments* 1, 2016, p. 202–221.

Hartmann, L. A. Chemale Jr. F. Philipp, R. P. **Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano.** Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (Ed.), 50 ANOS de Geologia, Instituto de Geociências UFRGS, 2007, p. 97-123.

Hoefs J. 2004. *Stable Isotope in Geochemistry*. 5th ed. Germany, Springer-Verlag, 244p.

Höfig, D. F. Marques, J. C. Basei, M. A. S. Giusti, R. O. Kohlrausch, C. Frantz, J. C. **Detrital Zircon Geochronology (U-Pb LA-ICP-MS) of Syn-Orogenic Basins in SW Gondwana: New Insights into the Cryogenian-Ediacaran of Porongos Complex, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil.** 306, *Precambrian Research*, 2018, p. 189–208.

Hueck M., Oyhantçabal P., Philipp R.P., Basei M.A.S., Siegesmund S. **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, 2018.

Jacobsen, S.B. & Kaufman, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology* 16.p. 37–57.

Koester, E. Bertotti, A. L. Porcher, C. C. Lenz, C. Vieira, D. T. Olmo-Barbosa, L. D. Ramos, R. C. Bastos, V. A. Pinto, V. M. **A Evolução Crustal do Escudo Sul-Rio-Grandense Sob a Perspectiva dos Sistemas Isotópicos Sr-Nd,** 2021, 23.

Konopásek, J., Cavalcante, C., Fossen, H., Janoušek, V., 2020. **Adamastor – an ocean that never existed?** *Earth-Science Rev.* 205, 103201

Lenz, C., Porcher, C. C., Fernandes, L. A. D. 2006. **Metodologias de Pré-Limpeza em Muscovitas para Obtenção de Idade Metamórficas nos Metapelitos do Complexo Metamórfico Porongos.** In: *Semana Acadêmica dos Alunos de Pós-*

*Graduação em Geociências*, Porto Alegre, 1: 75-78 MacKenzie, W. S., Adams, A. E., Brodie, K. H. 2017. *Rock and Minerals in Thin Section*. England, CRC Press, 243p.

Mapas gratuitos, Mapa Brasil, República Federativa do Brasil. Disponível em <[https://d-maps.com/carte.php?num\\_car=1534&lang=pt](https://d-maps.com/carte.php?num_car=1534&lang=pt)>. Acesso em: 02 jul. 2022.

Marques, J. C. Jost, H. Roisenberg, A. Frantz, J. C. **Rochas Metassedimentares, Geologia Estrutural E Metamorfismo Da Suíte Metamórfica Porongos Na Área Da Antiforme Capané**, Cachoeira Do Sul - RS. v. 28, n. 4, Revista Brasileira de Geociências, 1998, p. 467-472.

Neves, B. B. B., Sá, J. M., Nilson, A. A., Botelho, N. F. 1995. *A Tafrogênese Estateriana nos Blocos Paleoproterozoicos da America do Sul e Processos Subsequentes*. GEONOMOS, 3 (2): 1-21.

Olmo-Barbosa, L. D. Koester, E. Vieira D. T. Porcher C. C. Cedeño, D. G. **Crystallization Ages of the Basic Intrusive Ediacaran Magmatism in the Southeastern Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil: Implications in the Belt Geodynamic Evolution**. 108, Elsevier B. V., 2021.

Paim, P. S. G., Chemale, F., Lopes, R. C. 2000. **A Bacia do Camaquã. A Geologia do Rio Grande do Sul**, 1: 231-274.

Pertille, J., Hartmann, L. A., Philipp, R. P., Petry, T. S., Lana, C. C. 2015. **Origin of the Ediacaran Porongos Group, Dom Feliciano Belt, southern Brazilian Shield, with emphasis on whole rock and detrital zircon geochemistry and U-Pb, Lu-Hf isotopes**. Journal of South American Earth Sciences, 64: 69-93..

Pertille, J., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Armstrong, R., 2017. **Reconstructing the Cryogenian-Ediacaran evolution of the Porongos fold and thrust belt, Southern Brasiliano Orogen, based on Zircon U-Pb-Hf-O isotopes**. Int. Geol. Rev. 59, 1532–1560.

Philipp, R. P. Pimentel, M. M. Chemale Jr., F. **Tectonic Evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological Relationships and U-Pb Geochronology**. 46, Brazilian Journal of Geology, 2016, p. 83–104.

Philipp, R. P., Pimentel, M. M., & Basei, M. A. S. 2018. **The Tectonic Evolution of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil: The Closure of the Charrua Ocean**. *Geology of Southwest Gondwana*, 1: 243-265.

Philpotts, A. R. 1983. *Petrography of Igneous and Metamorphic Rocks*. Connecticut, Waveland Press, INC., 190p.

Prefeitura Municipal de Candiota. Localização e Distâncias, 2020. Disponível em < <https://www.candiota.rs.gov.br/localizacao-e-distancias/>>. Acesso em: 02 jul. 2022.

Reed, S. 1996. *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*. 2nd ed. Cambridge, Cambridge University Press, 212p.

Ricketts, B. Geological Digressions: Mineralogy of carbonates, 2019. Disponível em <[www.geological-digressions.com/how-to-do-field-tasks/mineralogy-of-carbonates/](http://www.geological-digressions.com/how-to-do-field-tasks/mineralogy-of-carbonates/)>. Acesso em: 21 jun. 2022.

Rollinson H. 1993 *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. 1st ed. London, Routledge, 384p.

Ronov, A. B. **The Earth's Sedimentary Shell (Quantitative Patterns of its Structure, Composition and Evolution)**. *International Geology Review*, 1983, p.1313-1362.

Saalmann, K. Remus, M. V. D. Hartmann, L. A. **Structural Evolution and Tectonic Setting of the Porongos Belt, Southern Brazil**. nº 1, *Geological Magazine* 143, 2006, p. 59–88.

Schlager, W. **Sedimentation Rates and Growth Potential of Tropical, Cool-water and Mud-mound Carbonate Systems**. 178, Geological Society, London, Special Publication, 2000, p. 217-227.

Scholle, P. A. Scholle, D. S. U. 2003. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*. Canada, AAPG, 470p.

Seeck, O. H. 2015. Overview of X-Ray Scattering and Diffraction Theory and Techniques. In: Seeck, O. H. Murphy, B. M. *X-Ray Diffraction: Modern Experimental Techniques*. Pan Stanford Publishing, 438p.

Stanley, S. M. Ries, J. B. Hardie L. A. **Low-magnesium Calcite Produced by Coralline Algae in Seawater of Late Cretaceous Composition**. Vol. 99, nº 24. PNAS, 2002, p.15323-15326.

Strekeisen, A. Marble. Alex Strekeisen, 2018. Disponível em <[alexstrekeisen.it/english/meta/marble.php](http://alexstrekeisen.it/english/meta/marble.php)> Acesso em: 26 jun. 2022

Tucker, M. E. 2001. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. 3th ed. Durhan, Blackwell Science, 262p.

Velez, J.N.M. 2017. **Geoquímica multielementar e isotópica de carbonatos hidrotermais: aplicação à compreensão de processos metalogenéticos**. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geologia Econômica, Departamento de Geologia, Universidade de Lisboa. 279p.

Warren, B. E. 1990. *X-Ray Diffraction*. New York, Dover Publications, INC., 398p.

Waseda, Y., Matsubara, E., Shinoda, K. 2011. *X-Ray Diffraction Crystallography: Introduction, Examples and Solved Problems*. 1st ed. London, Springer-Verlan Berlin Heidelberg, 322p.

Yardley, B. W. D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. English Language Book Society/ Longman. 132p.

Yardley, B. W. D., MacKenzie, W. S. Guilford, C. 1990. *Atlas of Metamorphic Rocks and Their Textures*. New York, Longman Scientific & Technical. 125p.

Yardley, B. W. D. 1994. *Introdução à Petrologia Metamórfica*. 1ª ed. Brasília, Fundação Universidade de Brasília, 432p.

Zhang, K. J. Li, Q. H. Yan, L. L., Zeng, L. Lu, L. Zhang, Y. X. Hui, J. Jin, X. Tang, X. C. **Geochemistry of Limestones Deposited in Various Plate Tectonics Settings**. 167, *Earth-Science Reviews*, 2017, p. 27-46.

Zvitres, G. Philipp, R. P. Camozzato, E. Guadagnin, F. **Análise Estrutural do Metagranito Capané, Complexo Porongos, Cachoeira do Sul, RS**. 44 (1), *Pesquisas em Geociências*, 2017, p.05-23.