



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Guilherme Brugger Lemos

**Caracterização deposicional do intervalo Praguiano-Eifeliano da  
Formação Ponta Grossa na borda Leste da Bacia do Paraná**

Rio de Janeiro

2020

Guilherme Brugger Lemos

**Caracterização deposicional do intervalo Praguiano-Eifeliano da Formação  
Ponta Grossa na borda Leste da Bacia do Paraná**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias

Orientador: Prof. Dr. Sergio Bergamaschi

Coorientadora: Dra. Maria Fernanda Barroso Maia

Rio de Janeiro

2020

CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

L557 Lemos, Guilherme Brugger.  
Caracterização deposicional do intervalo Praguiano-Eifeliano da  
Formação Ponta Grossa na borda Leste da Bacia do Paraná /  
Guilherme Brugger Lemos. – 2020.  
153 f.: il.

Orientador: Sergio Bergamaschi.  
Coorientadora: Maria Fernanda Barroso Maia.  
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de  
Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Sedimentação e depósitos – Paraná, Rio, Bacia – Teses. 2.  
Fácies (Geologia) – Paraná, Rio, Bacia – Teses. 3. Geoquímica –  
Paraná, Rio, Bacia – Teses. 4. Raio X – Difração – Teses. 5.  
Microscopia Eletrônica de Varredura – Teses. I. Bergamaschi,  
Sergio. II. Maia, Maria Fernanda Barroso. III. Universidade do  
Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 551.3.051(282.281.62)

Bibliotecária responsável: Taciane Ferreira da Silva / CRB-7: 6337

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial  
desta dissertação, desde que citada a fonte.

---

Assinatura

---

Data

Guilherme Brugger Lemos

**Caracterização deposicional do intervalo Praguiano-Eifeliano da Formação  
Ponta Grossa na borda Leste da Bacia do Paraná**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias

Aprovado em 30 de novembro de 2020.

Banca Examinadora:

---

Prof. Dr. Sérgio Bergamaschi (Orientador)  
Faculdade de Geologia – UERJ

---

Prof. Dr. René Rodrigues  
Faculdade de Geologia – UERJ

---

Dr. Leonardo Costa de Oliveira  
Petrobras

Rio de Janeiro  
2020

## DEDICATÓRIA

Dedico esta dissertação ao meu pai por sempre me apoiar e a minha mãe que infelizmente não pode ver o fim dessa jornada.

## AGRADECIMENTOS

A conclusão desta dissertação marca o fim de uma importante etapa de aprendizado na minha vida. Gostaria de agradecer a todas as pessoas e instituições que de alguma forma contribuíram para que este trabalho fosse finalizado, mesmo com os inúmeros problemas ocorridos.

Começo agradecendo aos meus pais Jorge Lemos e Rosangela Brügger Lemos os maiores apoiadores e incentivadores dos meus sonhos. Obrigado pai por tudo que você me ensinou. Obrigado mãe pela pessoa maravilhosa que você sempre foi. É uma pena que você não esteja aqui para ver mais essa conquista.

Ao professor Sergio Bergamaschi pela orientação, dedicação e por sua paciência que provavelmente foi testada com meus inúmeros questionamentos ao longo destes 2 anos.

A Maria Fernanda, minha coorientadora e amiga, que em muitos momentos não me deixou desistir, mesmo nas situações mais adversas. Agradeço também as suas inúmeras colaborações ao longo do trabalho.

A todos os professores da UERJ que contribuíram para meu crescimento profissional nos últimos dois anos.

Aos técnicos do LGQM, LGPA e LMEV que sempre foram muito solícitos me ajudando em todas as etapas desta pesquisa, em especial a Carmen, que foi fundamental neste período de Pandemia.

A FAPERJ - Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro, pelo apoio financeiro através da bolsa de estudos, e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade do Estado do Rio de Janeiro por todas as oportunidades de crescimento profissional e pessoal criadas.

A UFRRJ que, além de ser minha primeira casa, me proporcionou a possibilidade de chegar até aqui, me ensinando não somente os primeiros passos nas atividades acadêmicas, como também a viver.

Aos meus amigos, sendo impossível citar nominalmente todos aqui, que sempre esperaram o sucesso desta dissertação. Com destaque ao Guilherme Zequini (Zequinha), que não é meu amigo, mas pagava metade do aluguel.

Assim, quando vocês souberem qual é exatamente a pergunta, vocês saberão o que significa a resposta.

*Douglas Adams*

## RESUMO

Lemos, Guilherme Brugger. *Caracterização deposicional do intervalo Praguiano-Eifeliano da Formação Ponta Grossa na borda Leste da Bacia do Paraná*. 2020. 153f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

Este trabalho consiste na análise estratigráfica e paleoambiental de detalhe do registro sedimentar do intervalo Devoniano Inferior e Médio (Praguiano – Eifeliano) da seção de 250 metros de espessura testemunhada no poço TBG-1-PR, perfurado na seção de afloramentos paleozoicos da borda leste da Bacia do Paraná. A associação de dados sedimentológicos, petrográficos, geoquímicos (Carbono Orgânico Total e pirólise *Rock-Eval*) e mineralógicos formam a base para a interpretação dos eventos deposicionais presentes na bacia e permitiu a subdivisão do intervalo estudado em três sequências deposicionais de terceira ordem, aqui denominadas “B”, “C” e “D”. Estas sequências registram, em detalhe, as variações relativas do nível do mar, demonstradas nas oscilações das curvas de tendência e dados faciológicos, e as expressa em tratos de sistemas deposicionais e superfícies-chaves (superfícies de inundação máxima - SIM, superfícies de discordância - SD e superfícies transgressivas – ST). Os tratos de sistemas do poço TBG-1-PR registram ciclos regressivos e transgressivos assimétricos, representados pelos tratos de sistemas de mar alto no contexto regressivo e em trato de sistemas transgressivo em contexto transgressivo. Já as SIMs (SIM-B, SIM-C e SIM-D) apresentam os principais horizontes de correlação cronoestratigráfica do intervalo estudado. Para a definição destas, foram utilizados dados mineralógicos somados a informações geoquímicas e sedimentológicas. Minerais como pirita, siderita e gipsita em grão possuem algumas condições ambientais específicas para sua formação, normalmente encontrados em SIMs, tais como um ambiente predominantemente redutor com baixa circulação de oxigênio (anóxico/disóxido). Assim sendo, a assembleia mineralógica presente na rocha associada a dados de fácies e microfácies possibilitam diversas interpretações paleoambientais durante o processo de transporte, deposição e diagênese

Palavras-chaves: Bacia do Paraná. Formação Ponta Grossa. Devoniano Inferior  
Estratigrafia de Sequência. Difractometria de Raios X.  
Paleoambiental.



## ABSTRACT

Brugger, Guilherme Brugger Lemos. *Depositional characterization of the Praguian-Eifelian interval of the Ponta Grossa Formation on the eastern edge of the Paraná Basin.* 2020. 153f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

This work addresses the detailed stratigraphic and paleoenvironmental analysis of the sedimentary record from the Lower and Middle Devonian interval (Praguian – Eifelian) of the 250 meters thick section sampled in TBG-1-PR well, drilled in the Paleozoic outcrop section of Paraná Basin eastern edge. The association of sedimentological, petrographic, geochemical (Total Organic Carbon and Rock-Eval pyrolysis) and mineralogical data set up the basis for the depositional events interpretation presented in the Basin, and allowed to subdivide the studied interval into three third-order depositional sequences, hereby called "B", "C" and "D". These sequences record in detail the relative sea-level variations, demonstrated by the oscillations of both trend curves and faciological data, expressing its depositional systems tract and the main stratigraphic key surfaces (maximum flooding surfaces - MFS, sequence bounding - SB and transgressive surfaces - TS). The systemstratigraphic record of the TBG-1-PR well shows asymmetric regressive and transgressive cycles, represented by the high stand systems tract, in the regressive context and by the transgressive systems tract in the transgressive context. The MFS (MFS-B, MFS-C and MFS-D) represent the main horizons of chronostratigraphic correlation for the studied interval range. For the definitions of these surfaces, mineralogical data was used in addition to geochemical and sedimentological information. Minerals such as pyrite, siderite and grained gypsum have some specific environmental conditions for their formation, usually found in MFS, which is characterized by a predominantly low-energy reducing environment, with low oxygen circulation (anoxic/dysoxic). Therefore, the mineralogical assembly present in the rock, associated with facies and microfacies data enables several paleoenvironmental interpretations during the process of transport, deposition and diagenesis.

Keywords: Paraná Basin. Ponta Grossa Formation. Lower Devonian. Sequences stratigraphy. X-Ray diffraction. Paleoenvironmental.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa de localização do poço TBG-1-PR.....	19
Figura 2 –	Diagrama tipo Van Krevelen.....	27
Figura 3 –	Estrutura de camada 2:1 e 1:1 de argilominerais.....	31
Figura 4 –	Fluxograma com as principais etapas executadas durante o processo de DRX.....	35
Figura 5 –	Etapas do processo de separação da fração argila.....	37
Figura 6 –	Etapas de preparação do DRX (Glicolagem e Aquecimento).....	38
Figura 7 –	Microscópio eletrônico de varredura (MEV).....	42
Figura 8 –	Seção Geológica Esquemática da Bacia do Paraná.....	45
Figura 9 –	Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná.....	46
Figura 10 –	Mapa estrutural e de Isópacas da Bacia do Paraná.....	48
Figura 11 –	Perfil litológico/faciológico sintético do poço TBG-1-PR.....	55
Figura 12 –	Fotografia de detalhe dos principais atributos faciológicos, que permitiram a interpretação de sete fácies sedimentares no poço TBG-1-PR.....	60
Figura 13 –	Gráfico de classificação nomenclatural de amostras do poço TBG-1-PR.....	63
Figura 14 –	Prancha de fotos da amostra 12,50m.....	64
Figura 15 –	Prancha de fotos da amostra 21,40m.....	65
Figura 16 –	Prancha de fotos da amostra 23,40m.....	67
Figura 17 –	Prancha de fotos da amostra 30,10m.....	67
Figura 18 –	Prancha de fotos da amostra 39,10m.....	69
Figura 19 –	Prancha de fotos da amostra 41,50m.....	70
Figura 20 –	Prancha de fotos da amostra 54,95m.....	71
Figura 21 –	Prancha de fotos da amostra 69,50m.....	72
Figura 22 –	Prancha de fotos da amostra 77,10m.....	73
Figura 23 –	Prancha de fotos da amostra 82,40m.....	74
Figura 24 –	Prancha de fotos da amostra 90,80m.....	75
Figura 25 –	Prancha de fotos da amostra 95,40m.....	76
Figura 26 –	Prancha de fotos da amostra 135,80m.....	77

Figura 27 –	Prancha de fotos da amostra 136,35m.....	78
Figura 28 –	Prancha de fotos da amostra 136,80m.....	79
Figura 29 –	Prancha de fotos da amostra 168,80m.....	80
Figura 30 –	Prancha de fotos da amostra 195,80m.....	81
Figura 31 –	Prancha de fotos da amostra 204,80m.....	82
Figura 32 –	Microfácies MF1.....	85
Figura 33 –	Microfácies MF2.....	86
Figura 34 –	Microfácies MF3.....	87
Figura 35 –	Microfácies MF4.....	88
Figura 36 –	Microfácies MF5.....	89
Figura 37 –	Microfácies MF6.....	90
Figura 38 –	Difratogramas de Raio X de Rocha Total.....	93
Figura 39 –	Difratogramas de Raios X das amostras de profundidades 12,50m e 23,40m do poço TBG-1-PR.....	96
Figura 40 –	Difratogramas de Raios X das amostras de profundidades 39,10m e 41,50m do poço TBG-1-PR.....	97
Figura 41 –	Difratogramas de Raios X das amostras de profundidades 69,50m e 77,10m do poço TBG-1-PR.....	98
Figura 42 –	Difratogramas de Raios X das amostras de profundidades 82,40m e 90,80m do poço TBG-1-PR.....	99
Figura 43 –	Difratogramas de Raios X das amostras de profundidades 128,80m e 135,50m do poço TBG-1-PR.....	100
Figura 44 –	Difratogramas de Raios X das amostras de profundidades 135,80m e 136,35m do poço TBG-1-PR.....	101
Figura 45 –	Difratogramas de Raios X das amostras de profundidades 136,80m e 168,80m do poço TBG-1-PR.....	102
Figura 46 –	Difratogramas de Raios X das amostras de profundidades 195,80m e 204,80m do poço TBG-1-PR.....	103
Figura 47 –	Diagrama tipo Van Krevelen para as Sequências Depositionais do poço TBG-1-PR.....	108
Figura 48 –	Figura de correlação entre os poços TBG-1-PR e 9-PPG-2-PR.....	113
Figura 49 –	Perfil Composto poço TBG-1-PR.....	117
Figura 50 –	Mapa de localização dos poços TBG-1-PR e 9-PPG-2-PR.....	125

Figura 51 –	Perfil de correlação poço TBG-1-PR e 9-PPG-2-PR.....	126
Figura 52 –	Correlação entre o tipo de matéria orgânica da sequência C1 (9-PPG-2-PR) e sequência D (TBG-1-PR) .....	127
Figura 53 –	Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 12 e 32m.....	142
Figura 54 –	Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 32 e 52m.....	143
Figura 55 –	Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 52 e 72m.....	144
Figura 56 –	Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 72 e 92m.....	145
Figura 57 –	Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 92 e 112m.....	146
Figura 58 –	Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 112 e 132m.....	147
Figura 59 –	Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 132 e 152m.....	148
Figura 60 –	Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 152 e 172m.....	149
Figura 61 –	Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 172 e 192m.....	150
Figura 62 –	Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 192 e 212m.....	151
Figura 63 –	Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 212 e 232m.....	152
Figura 64 –	Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 232 e 252m.....	153

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Classificação por intensidade de bioturbação.....	23
Tabela 2 – Classificação sistemática dos principais argilominerais cristalinos....	30
Tabela 3 – Posições referentes aos picos principais (direção (001) dos argilominerais em condições normais (N), após glicolagem (G) e aquecimento ou calcinação (A).....	31
Tabela 4 – Análise granulométrica das amostras do poço TBG-1-PR.....	62
Tabela 5 – Minerais identificados através de difratogramas de raios X em amostras do poço TBG-1-PR.....	91
Tabela 6 – Argilominerais identificados através dos difratogramas de raios X nas amostras do poço TBG-1-PR.....	95

## SUMÁRIO

	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	15
1	<b>OBJETIVOS</b> .....	17
1.1	<b>Principais</b> .....	17
1.2	<b>Secundários</b> .....	17
1.3	<b>Base de dados</b> .....	17
2	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	20
2.1	<b>Petrografia e Análise Faciológica</b> .....	20
2.1.1	<u>Bases Conceituais</u> .....	20
2.1.2	<u>Procedimentos</u> .....	21
2.2	<b>Carbono Orgânico Total (COT)</b> .....	23
2.2.1	<u>Bases Conceituais</u> .....	23
2.2.2	<u>Procedimentos</u> .....	24
2.3	<b>Pirólise</b> .....	25
2.3.1	<u>Bases Conceituais</u> .....	25
2.3.2	<u>Procedimentos</u> .....	27
2.4	<b>Difratometria de Raios X (DRX)</b> .....	28
2.4.1	<u>Bases Conceituais</u> .....	28
2.4.1.1	Difratometria de Raios X.....	28
2.4.1.2	Argilominerais.....	29
2.4.1.3	Difratometria de Raios X em argilominerais.....	31
2.4.1.4	Aquecimento ou calcinação da amostra.....	32
2.4.1.5	Glicolagem das amostras.....	32
2.4.1.6	Argilominerais Interestratificados.....	33
2.4.2	<u>Procedimentos</u> .....	34
2.4.2.1	Desagregação das amostras.....	35
2.4.2.2	Difratometria de Raios X – Rocha Total.....	36
2.4.2.3	Difratometria de Raios X – Argilominerais.....	36
2.4.2.4	Análises Qualitativas.....	38
2.5	<b>Microscopia Eletrônica de Varredura e EDS</b> .....	39
2.5.1	<u>Bases Conceituais</u> .....	39

2.5.1.1	Microscopia Eletrônica de Varredura.....	39
2.5.1.2	Espectroscopia por dispersão de energia (EDS).....	40
2.5.2	<u>Procedimentos</u> .....	41
3	<b>GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	43
3.1	<b>Aspectos Gerais da Bacia</b> .....	43
3.2	<b>Arcabouço Tectônico</b> .....	47
3.3	<b>Estratigrafia da Bacia</b> .....	49
3.3.1	<u>Borda leste da Bacia do Paraná</u> .....	51
3.3.2	<u>Formação Ponta Grossa</u> .....	51
4	<b>RESULTADOS</b> .....	54
4.1	<b>Descrições das Fácies Sedimentares</b> .....	54
4.1.1	<u>Argilito e argilito siltico cinza escuro (<math>\alpha a</math>)</u> .....	56
4.1.2	<u>Interlaminado de siltito cinza / arenito muito fino (<math>\emptyset a</math>)</u> .....	56
4.1.3	<u>Arenito muito fino maciço (<math>\beta a</math>)</u> .....	57
4.1.4	<u>Folhelho siltico com laminação plano paralela (<math>\Omega a</math>)</u> .....	57
4.1.5	<u>Siltito argiloso cinza claro termicamente afetado (<math>\alpha b</math>)</u> .....	58
4.1.6	<u>Arenito fino com ciclos de <i>finning upward</i> (<math>\beta b</math>)</u> .....	58
4.1.7	<u>Interlaminado siltito médio/ arenito fino (<math>\emptyset b</math>)</u> .....	59
4.2	<b>Petrografia Microscópica</b> .....	61
4.2.1	<u>Classificação das Amostras</u> .....	61
4.2.2	<u>Descrições Petrográficas</u> .....	63
4.3	<b>Síntese de Microfácies</b> .....	82
4.4	<b>Análises de DRX</b> .....	90
4.4.1	<u>Difratometria de Raios X – Rocha Total</u> .....	90
4.4.2	<u>Difratometria de Raios X de Argilominerais</u> .....	94
5	<b>ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA</b> .....	104
5.1	<b>Análise do poço TBG-1-PR</b> .....	107
5.1.1	<u>Sequência deposicional B</u> .....	109
5.1.2	<u>Sequência deposicional C</u> .....	112
5.1.3	<u>Sequência deposicional D</u> .....	114
6	<b>DISCUSSÕES</b> .....	118
6.1	<b>Análise mineralógica qualitativa e implicações genéticas</b> .....	118
6.2	<b>Análise comparativa entre os poços 9-PPG-2-PR e TBG-1-PR</b> .....	124

<b>CONCLUSÃO</b> .....	129
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	132
<b>APÊNDICE</b> – Fichas com as descrições sedimentológicas do poço TBG-1-PR.....	142



## INTRODUÇÃO

A presente dissertação visa apresentar uma contribuição nos estudos das rochas microclásticas depositadas no Devoniano Inferior e Médio (Praguiano – Eifeliano) da Formação Ponta Grossa (Bacia do Paraná) e sua caracterização paleoambiental. Este estudo só foi possível graças ao Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) e à Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ), como também aos projetos INCT de Óleo e Gás (INOG) (CNPq/FAPERJ) e rede GASGRAS (FINEP), os quais disponibilizaram todos os dados utilizados nesta pesquisa.

A Bacia do Paraná é uma ampla região sedimentar que abrange porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, totalizando uma área de aproximadamente 1,5 milhão de quilômetros quadrados. A bacia representa uma área tradicional de estudos do Paleozoico brasileiro. Historicamente, a Bacia do Paraná foi estudada segundo a ótica da estratigrafia clássica, onde a litoestratigrafia ocupou um papel de destaque. Contudo, a sensível evolução no campo das análises de bacias e integração de métodos mais modernos tem proporcionado novas concepções no campo da Estratigrafia, para toda a região. Estudos de detalhe, com integração da Geoquímica, Estratigrafia de Sequências, Sedimentologia e Mineralogia somente começaram a ser desenvolvidos nos últimos anos, neles se incluindo trabalhos com o foco direcionado ao intervalo Devoniano inferior.

No atual trabalho não se objetiva exaurir as questões relacionadas à evolução da bacia ou dos eventos ocorridos no Devoniano Inferior e Médio, mas sim realizar um detalhamento da estratigrafia, analisando e interpretando as modificações geoquímicas, sedimentológicas e mineralógicas observadas no registro sedimentar. Neste sentido, a pesquisa busca contribuir para o avanço dos conhecimentos estratigráficos e a caracterização paleoambiental e sedimentológica do intervalo devoniano da borda leste da Bacia do Paraná, a partir de uma análise mais minuciosa da Formação Ponta Grossa e dos eventos presentes em sua formação, além de um estudo das rochas microclásticas de toda a formação. Para tal, foram utilizadas

descrições macro e microscópicas feitas em testemunho do poço TBG-1-PR, dados Geoquímicos, além de análises de Difração de Raios-X (DRX) e de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).

Apesar de diversos trabalhos geológicos terem sido realizados na Formação Ponta Grossa, os quais, em sua maioria, foram pautados em estudos estratigráficos, há relativamente poucos estudos documentados acerca do detalhamento das rochas pelíticas da região, analisando as microfácies e sua mineralogia com enfoque nos argilominerais, visando reconstruções paleoambientais. Há, no entanto, as dissertações de Freitas-Brazil (2004); Oliveira (2009); Carelli (2010), além do artigo de Oliveira & Pereira (2011) e a tese de Maia (2017). Que demonstram a importância na integração de diversos métodos analíticos para a caracterização em detalhe da Formação Ponta Grossa.

## 1 OBJETIVOS

### 1.1 Principais

- a) Caracterizar as litofácies reconhecidas na seção estudada, estabelecendo a interpretação em termos de processo deposicional para estas litofácies;
- b) Estabelecer a evolução deposicional desta seção a partir da análise do contexto faciológico;
- c) Propor uma caracterização de ciclos deposicional de 3ª ordem (sequências deposicionais) e seus tratos de sistemas, a partir da análise integrada da base de dados, avaliando o condicionamento deste contexto no conteúdo mineralógico.

### 1.2 Secundários

- a) Contribuir para a caracterização mineralógica das litológicas pelíticas da seção estudada;
- b) Identificar e contextualizar os principais intervalos de inundação marinha do intervalo estudado, em função de sua importância como marcos de correlação estratigráfica e de seu interesse como horizontes potenciais para a geração de hidrocarbonetos;
- c) Analisar a influência térmica de rochas intrusivas na mineralogia de rochas microclásticas no Membro Jaguariaíva e suas alterações no seu conteúdo orgânico;
- d) Correlacionar o poço 1-TBG-1-PR (aqui detalhado) com o poço 3 (9-PPG-2-PR) estudado por Rezende (2007), localizado no mesmo intervalo estratigráfico, porém, sem influência térmica aparente.

### 1.3 Base de dados

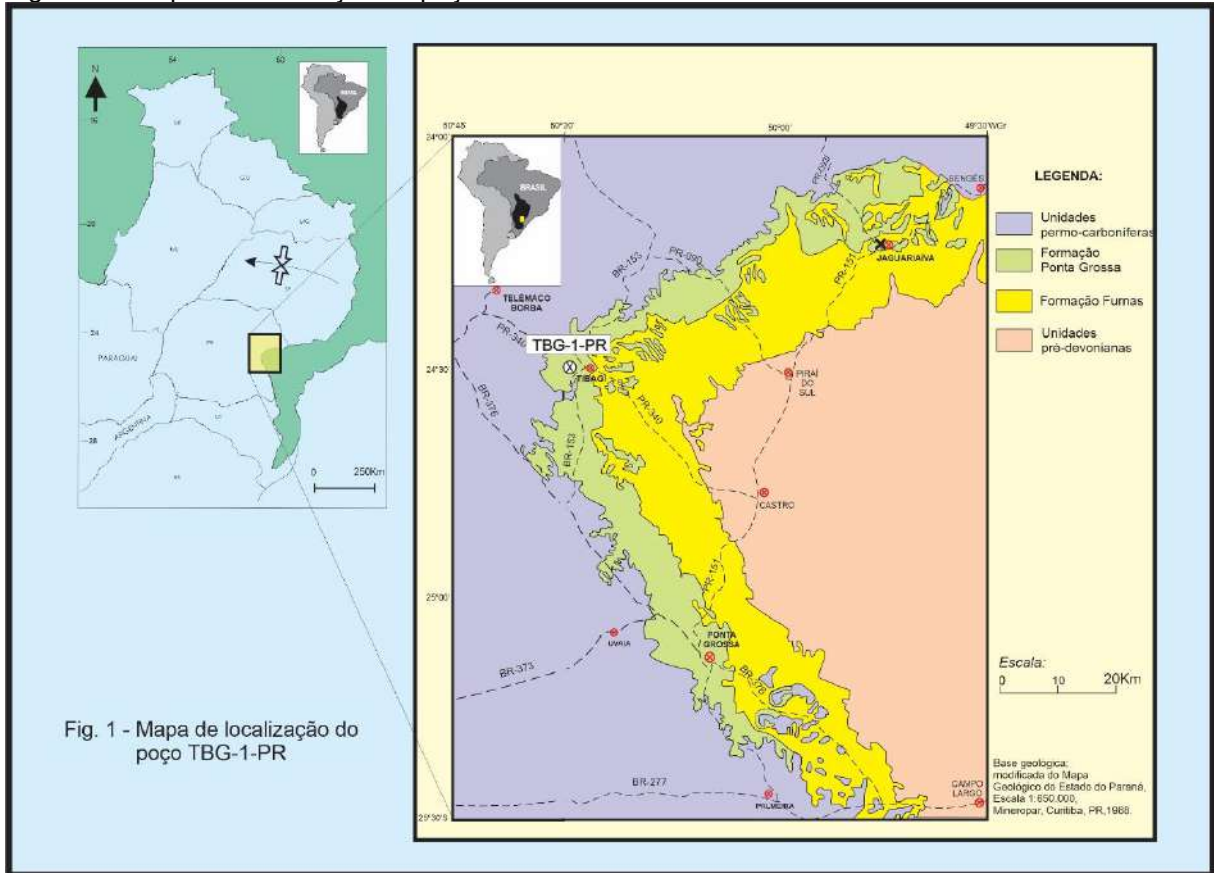
A base principal de dados deste trabalho são os testemunhos da sondagem TBG-1-PR, que amostrou cerca de 250m de rochas. A realização desta sondagem ocorreu em novembro de 2016, pelo projeto *INCT de Óleo e Gás – Jazidas não Convencionais - (INOG)*, em parceria com a Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ), o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e a Universidade do Estado do Rio de Janeiro. O referido projeto é coordenado pelo Professor René Rodrigues.

Também foram utilizados dados da interpretação, obtida por Rezende (2007), sobre o poço 3 (9-PPG-2-PR) perfurado durante os anos 90. A correlação entre ambos possibilitou a comparação entre poços termicamente afetados e não afetados.

Os dois poços foram perfurados a um distanciamento de aproximadamente 400 metros, ambos atravessando o mesmo intervalo estratigráfico da Formação Ponta Grossa, sendo que o TBG-1-PR, por atravessar uma seção mais espessa, alcançou o topo da Formação Furnas subjacente. Um dos objetivos da perfuração mais recente (TBG-1-PR) foi a complementação de informações estratigráficas e geoquímicas da seção inferior da Formação Ponta Grossa (Membro Jaguariaíva).

As sondagens estão localizadas na faixa de afloramentos Paleozoicos da borda leste da Bacia do Paraná, no município de Tibagi, Estado do Paraná. (Figura 1).

Figura 1 – Mapa de localização do poço TBG-1-PR



Fonte: Modificado de Bergamaschi (1999)

## 2 MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho iniciou-se a partir da busca e consulta a estudos publicados sobre temas gerais e específicos, relacionados ao contexto geológico da Bacia do Paraná. Tal trabalho envolveu pesquisa em banco de teses e dissertação, periódicos e livros. Neste capítulo serão descritas as premissas conceituais dos métodos analíticos propostos, assim como sua forma de aplicação nos dados desta pesquisa.

### 2.1 Petrografia e Análise Faciológica

#### 2.1.1 Bases Conceituais

Petrografia é a área de estudo da petrologia, que se concentra na descrição detalhada das rochas. O estudo petrográfico de rochas microclásticas consiste nas descrições e análise de parâmetros físicos e químicos observáveis, tais como: arcabouço/matriz/cimento, mineralogia, trama mineral, estruturas de origem física e biogênica, feições diagenéticas, entre outros. Tal análise pode ser feita na escala macroscópica, em amostras de afloramentos e testemunhos, ou na escala microscópica em seções delgadas. Todos os dados obtidos no detalhamento petrográfico tornam-se de suma importância na compilação do registro litológico em fácies sedimentares.

Holz (2012) define fácies sedimentar como: sendo um corpo rochoso, que apresenta determinado conjunto de características, as quais permitem diferenciá-lo dos corpos rochosos adjacentes; admite-se, também, que o mesmo foi depositado sob um determinado processo sedimentar relativamente constante. Assim, a mudança no processo (i.e., a intensidade de uma corrente, a frequência de uma onda, ou o tipo de fluxo gravitacional) modificam a fácies. Este termo conceitual possui uma conotação de ferramenta, tratando-se de uma unidade sedimentar utilizada para descrever, entender e interpretar o registro sedimentar.

Para uma análise paleoambiental mais acurada, as fácies não devem ser analisadas de maneira isolada, mas sim agrupando-as. A partir do arranjo e associação faciológicas fica possível interpretar o sistema deposicional ao qual as fácies encontram-se relacionadas. Sendo assim, o registro sedimentar funciona como a representação das variações das características faciológicas observadas, remetendo às modificações dos ambientes deposicionais. O ambiente marinho é o que melhor registra tais variações, por ser bastante suscetível às oscilações relativas do nível do mar, em especial àquelas de caráter climático (ALGEO et al., 2004).

As variações eustáticas e os movimentos de regressão e transgressão moldam as características dos sedimentos depositados. Além das diferenças físicas dos sedimentos, as alterações de tais condições geram variações faunísticas, às quais poderão ser utilizadas como complementos nas classificações faciológicas. A presença de atividade biogênica fica evidenciada no registro litológico, através de duas formas principais: como restos de animais preservados (fósseis) ou registro de atividades (icnofósseis).

A partir da análise de icnogêneros é feito o estudo das estruturas de bioturbação. Segundo Buatois & Mangano (2011), tais estruturas resultam da atuação mecânica dos organismos e são produzidas dentro ou sobre substratos inconsolidados. As estruturas de bioturbação mais comuns são escavações, pistas intraestratais rasas, pistas e trilhas epiestratais, marcas de nado e impressões de repouso do animal, que podem ser preservadas em exposições horizontais ou verticais, e visualizadas em três dimensões (3D), ou ainda, em exposições verticais e em testemunhos de sondagem, onde é mais comum a preservação bidimensional (2D) (SEDORKO, 2018).

### 2.1.2 Procedimentos

A análise petrográfica detalhada foi iniciada pela descrição macroscópica das amostras recuperadas da sondagem TBG-1-PR, a qual pretendia a perfuração das seções mediana e inferior da Formação Ponta Grossa até o contato da mesma com a

Formação Furnas. Todo este material estava disponível integralmente para consulta, descrição e amostragem na FGEL.

A descrição sedimentológica dos testemunhos do poço TBG-1-PR levou em consideração os principais atributos das rochas registradas nesta sondagem. Dentre estes, merecem destaque a litologia, a cor, as estruturas sedimentares, a espessura e tipo de contato entre as camadas, o padrão de gradação granulométrica, quando presente, tipo e intensidade de bioturbação e eventual presença de macrofósseis. Esta descrição dos testemunhos foi realizada em uma escala 1:100 (apêndice A), tendo sido posteriormente sintetizada, com representação de todo poço em perfil único, conforme as diversas figuras ilustradas ao longo da dissertação.

Esta descrição possibilitou a elaboração de um perfil sedimentológico de todo o poço, onde foi proposta a separação em sete facies sedimentares relacionadas a Formação Ponta Grossa ( $\alpha a$ ,  $\varnothing a$ ,  $\beta a$ ,  $\Omega a$ ,  $\alpha b$ ,  $\varnothing b$ ,  $\beta b$ ). Os perfis sedimentológico e faciológico foram gerados no software Corel Draw 2019.

Em uma segunda fase, foram confeccionadas 19 lâminas delgadas, para análise em microscópio ZEISS Axio Imager A2, com captura de imagem em software AXIO 4.5 e Microscópio ZEISS Axio Lab A1, ambos os aparelhos equipados com luz polarizada e refletida. A escolha das profundidades laminadas foi feita através de intervalos regulares de aproximadamente 10m, com um adensamento nas porções de maior interesse à pesquisa, utilizando como principal critério de escolha das amostras os valores de Carbono Orgânico Total (COT). Todas as lâminas foram confeccionadas por técnicos do Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA) da UERJ.

Os dados sedimentológicos e icnológicos, em escala microscópica, foram obtidos através da contagem de 300 pontos por lâmina, onde foi possível realizar a descrição da textura e trama das rochas, mais particularmente a proporção granulométrica (argila:silte:areia), a organização sedimentar da lâmina, a presença e a identificação dos icnogêneros, as microestruturas físicas e biogênicas e orientação dos minerais associados à composição mineralógica. A partir dos resultados das descrições foram definidas 6 microfácies sedimentares, a fim de simplificar a correlação com outros métodos analíticos e a outros estudos executados na região. Os dados quantitativos possibilitaram plotar às porcentagens granulométricas e gerar uma classificação das rochas microclásticas, segundo o diagrama de Picard (1971).



Os dados icnológicos obtidos foram semiquantitativos. O grau de bioturbação do substrato é dado pelo índice de bioturbação, determinado a partir do tipo de fábrica primária presente, da abundância de escavações/perfurações e de seu grau de superposição. A intensidade de bioturbação, nas amostras, foi avaliada através de uma escala de abundância sugerida por Olivero (1994). De acordo com a intensidade de bioturbação, foram separadas em seis classes distintas indo de 0 a 5 (tabela 1).

Tabela 1 – Classificação por intensidade de bioturbação

<b>Grau de Bioturbação</b>	<b>Descrição</b>
Classe 0	<i>Bioturbação ausente</i>
Classe 1	<i>Muito rara (&lt;10% de bioturbação no setor)</i>
Classe 2	<i>Rara (de 10 – 30%)</i>
Classe 3	<i>Comum (por volta de 50%)</i>
Classe 4	<i>Densa. Perfurações preenchem a superfície por volta de 70%</i>
Classe 5	<i>Totalmente bioturbada.</i>

Fonte: Modificado de Olivero (1994)

A fim de sistematizar o texto, foi utilizada a seguinte nomenclatura na descrição das Fotomicrografias: LT – foto com luz transmitida, NX – nicóis cruzados, N// - nicóis paralelos, 1,25X – aumento de 1,25 vezes; 2,5X – aumento de 2,5 vezes; 5X – aumento de 5 vezes; 10X – aumento de 10 vezes; 20X – aumento de 20 vezes; 50X – aumento de 50 vezes.

## 2.2 Carbono Orgânico Total (COT)

### 2.2.1 Bases Conceituais

A determinação dos valores de Carbono Orgânico Total (COT) em rochas sedimentares é um dos principais parâmetros utilizados no estudo e caracterização de rochas potencialmente produtoras de hidrocarbonetos, uma vez que intervalos ricos em material orgânico tendem a ser mais propensos à geração de óleo e gás. A quantidade de matéria orgânica, presente nos sedimentos ou rochas, inclui tanto a

matéria orgânica insolúvel, chamada de querogênio, como a matéria orgânica solúvel em solventes orgânicos, denominada betume. A acumulação e preservação da matéria orgânica em ambientes marinhos estarão intrinsecamente relacionadas a diversos fatores. Assim sendo, tais fatores tornam-se de suma importância na compreensão dos eventos ocorridos na bacia, durante o processo de sedimentação. Normalmente, os maiores teores de COT expressam condições marinhas transgressivas e estão presentes nas superfícies de inundação máxima, as quais possuem condicionantes substanciais, para a preservação de matéria orgânica, tais como: anoxia, alta produtividade de organismos e entrada de nutrientes em ambiente marinho.

Atualmente, os principais fatores, considerados na análise de acumulação e preservação da matéria orgânica, foram definidos através do somatório das ideias de Demaison & Moore (1980) e Pedersen & Calvert (1990). Demaison & Moore (1980) propõem que o principal fator no controle de preservação da matéria orgânica seria a existência de uma coluna d'água e/ou águas de fundo com baixos níveis de oxigenação ou de caráter anóxico durante a deposição. Os baixos índices de oxigenação seriam os principais responsáveis na criação de um ambiente redutor, bem como, impossibilitaria o retrabalhamento dos sedimentos pela ação de organismos bentônicos. Já Pedersen & Calvert (1990) definem, como principal fator de controle de acumulação, as modificações nas taxas de produtividade primária de matéria orgânica por organismos planctônicos. Há indicação que uma maior taxa de produtividade primária possibilita maiores concentrações de matéria orgânica na coluna de água, aumentando assim a preservação independente das condições ambientais de oxidação e decomposição.

### 2.2.2 Procedimentos

A preparação das amostras iniciou-se com a pulverização num gral (almofariz) de ágata, até os grãos alcançarem tamanho suficiente, para serem peneirados a 80 mesh. Após, a amostra foi pesada, adquiriu-se o peso inicial equivalente à quantidade de massa total da amostra (100%).

Para determinação do teor de carbono orgânico foi preciso eliminar o carbono inorgânico, que estava presente na amostra na forma de carbonato, realizando-se acidificação da amostra. A acidificação foi a quente com solução de ácido clorídrico (HCl) a 50%. Os cloretos formados durante a acidificação foram eliminados, através da lavagem por água destilada (a primeira lavagem com água quente e mais quatro com água fria), Em seguida, as amostras foram secas em banho de luz, a uma temperatura ao redor de 80°C.

As amostras descarbonatadas e secas foram pesadas novamente para obtenção da massa dos carbonatos eliminados, através da diferença entre a massa da amostra inicial e a massa final (Carbonatos (%) = 100-RI). O resíduo insolúvel é expresso em porcentagem (RI%) e mensurado através da fórmula ao lado:  $RI (\%) = (\text{Peso do insolúvel} \times 100) / \text{peso inicial da amostra}$ .

A quantidade de carbono orgânico de uma rocha sedimentar é determinada por combustão num analisador de carbono e enxofre. O volume de CO<sub>2</sub> liberado na combustão ( $CH_4 + 2O_2 \rightarrow CO_2 + 2H_2O$ ) é diretamente proporcional à quantidade de matéria orgânica presente na amostra, e é medido por um detector de infravermelho

O conteúdo de carbono orgânico total é expresso em porcentagem de peso relativo à amostra original. A quantidade de enxofre presente na amostra é detectada por outra célula de infravermelho que faz a leitura dos valores de SO<sub>2</sub> e os resultados também são expressos em forma de porcentagem. O equipamento utilizado nas análises de COT e SO<sub>2</sub> foi o LECO SC-632 do Laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica (LGQM) da UERJ.

## 2.3 Pirólise

### 2.3.1 Bases Conceituais

A técnica de pirólise *Rock-Eval* simula em condições laboratoriais processos naturais de metagênese e catagênese da matéria orgânica e geração do petróleo,

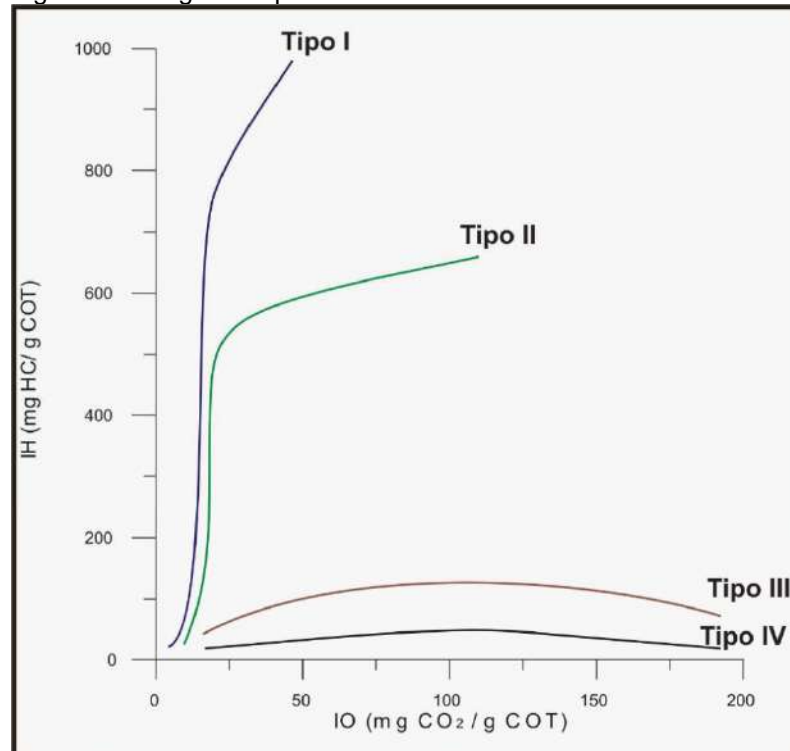
através da transformação térmica do material, aquecendo as amostras em uma faixa de temperatura que varia entre 100 e 650° C, em atmosfera inerte (N<sub>2</sub>).

São registrados como resultado do processo de aquecimento três picos sob a forma de um pirograma. O primeiro pico (S1) é obtido através da liberação de hidrocarbonetos voláteis, os quais representam a quantidade de hidrocarbonetos livres presentes na amostra a até 300° C. S1 caracteriza a quantidade de hidrocarbonetos, gerados durante a maturação da rocha. O segundo pico (S2) representa os hidrocarbonetos, gerados durante o processo de aquecimento. S2 está relacionado ao potencial gerador e corresponde à quantidade de hidrocarbonetos que a amostra analisada teria condição de produzir caso fosse submetida às condições de soterramento adequadas. O terceiro pico (S3) é relativo à quantidade de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) liberado da matéria orgânica durante a diminuição da temperatura após 390°C.

Espitalié et al. (1985), sabendo que os picos S2 e S3 representam, respectivamente, a quantidade de hidrogênio e oxigênio presentes na matéria orgânica, propuseram os índices de hidrogênio (IH, obtido a partir da razão S2/COT e expresso em mgHC/gCOT) e de oxigênio (IO, calculado pela razão S3/COT e expresso em mgCO<sub>2</sub>/gCOT). Tais índices são utilizados para estimar a qualidade e classificar a matéria orgânica em querogênios dos tipos I, II, III ou IV a partir do diagrama tipo Van Krevelen (Figura 2).

Querogênios do tipo I geralmente são de origem lacustre, possuem valores mais altos de IH, enquanto os querogênios do tipo II, derivam predominantemente de biomassa marinha e apresentam valores menores para o IH em relação aos anteriores. Os querogênios do tipo III são essencialmente terrestre e caracterizam-se por ter os menores valores de IH e altos valores de IO e o tipo IV é relativo a material orgânico oxidado.

Figura 2 – Diagrama tipo Van Krevelen



Fonte: Modificado de Rezende 2007

### 2.3.2 Procedimentos

Para esta etapa pesou-se de 10 a 100 mg de amostra pulverizada e peneirada (80 mesh) em cadinho de aço. Os cadinhos foram colocados no equipamento de pirólise Rock Eval 6 da marca Vinci, onde cada amostra foi aquecida em atmosfera inerte de 300 a 650°C, utilizando nitrogênio como gás carreador.

Os gases provenientes do aquecimento foram divididos em duas partes, uma parte passou por um detector de ionização de chama, enquanto a outra, por uma célula de infravermelho. O detector de ionização de chama foi responsável pela quantificação dos hidrocarbonetos gerados pela amostra. O primeiro pico foi medido a temperatura de 300°C, recebeu a denominação de S1. O segundo pico (S2) foi formado pelos hidrocarbonetos produzidos pelo craqueamento térmico do querogênio, durante o aquecimento a temperatura entre 300 e 650°C. Já o CO<sub>2</sub> liberado, durante o aquecimento foi quantificado por uma célula de infravermelho, correspondendo ao pico S3.

## 2.4 Difractometria de Raios X (DRX)

### 2.4.1 Bases Conceituais

#### 2.4.1.1 Difractometria de Raios X

O método de DRX tem por base a difração de raios X pelos planos atômicos (ou iônicos) dos cristais, permitindo a caracterização das estruturas cristalinas e, a partir delas, a identificação dos minerais (BRINDLEY, 1980; MOORE & REYNOLDS, 1989 apud MAIA, 2017) uma vez que os comprimentos de onda dos raios X são da mesma ordem de grandeza das distâncias interatômicas (GOMES, 1988).

Cada espécie mineral cristalina tem um modelo de difração específico, quando bombardeada por um feixe de raios X, baseados em suas distâncias interplanares ( $d$ ) e intensidades relativas. Através desse parâmetro, é possível identificar estas características, mesmo em misturas complexas, desde que a amostra a ser analisada tenha representatividade e que os procedimentos utilizados na sua preparação sejam executados com rigor. Quando ocorre de mais de uma substância ter o mesmo valor para ( $d$ ), convencionou-se a utilização das três linhas mais intensas, para a caracterização do mineral. Segundo Gomes (1988), estimativas semiquantitativas poderão ser feitas, baseando-se diretamente na relação entre a intensidade de máximos de difração específicos de cada espécie mineral e os teores das mesmas.

A técnica de Difractometria de Raios X é a mais adequada para a definição da composição mineral em sedimentos finos, principalmente na caracterização dos argilominerais, dadas as suas ínfimas dimensões, em geral  $< 4 \mu\text{m}$ . É utilizada principalmente de duas formas: DRX de rocha total e o DRX de argilominerais. Todas as fases mineralógicas na análise de rocha total podem ser observadas, contudo, alguns minerais, por terem distâncias interatômicas iguais, não podem ser definidos por esta técnica. Este é o caso dos argilominerais.

#### 2.4.1.2 Argilominerais

Os argilominerais compreendem um dos mais diversificados grupos de minerais, cuja origem e composição mineral variam de acordo com o ambiente geológico em que foram formados (FAURE & MIZOTA, 1998). A fim de evitar maiores confusões, é importante a distinção entre dois termos semelhantes: argilomineral e argila, comumente utilizados de forma errada.

Segundo Al-Ani e Sarapää (2008), argila é um material de ocorrência natural, composto principalmente por grãos de granulometria fina, os quais desenvolvem plasticidade com uma quantidade de água apropriada e endurecem após processos de secagem ou queima. Quando aquecidas a altas temperaturas, a argila adquire alta resistência mecânica.

Embora englobe muitos minerais do grupo dos filossilicatos, as argilas podem conter outros materiais que conferem plasticidade ou dureza dadas condições específicas. Já argilomineral, refere-se a minerais do grupo dos filossilicatos, os quais conferem o fenômeno de plasticidade ao material argiloso e quando submetidos a condições específicas de aquecimento ou secagem resultam no endurecimento acentuado do material. São muito semelhantes às micas em sua composição química, exceto pela granulometria muito fina, geralmente submicroscópica. Apesar dos argilominerais não terem uma restrição quanto à granulometria das partículas, é inerente a relação do termo a esta propriedade física.

Argilominerais (caulinita, vermiculita, illita, clorita, etc.) possuem composição e estruturas muito diferentes entre si (Tabela 2). Embora sejam compostos por camadas tetraédricas e octaédricas, os arranjos destas são responsáveis pelas diferenças físicas e propriedades químicas.

Camadas tetraédricas são formadas por um cátion de silício ligado a quatro átomos de oxigênios em forma de um tetraedro. Nas camadas octaédricas cátions de alumínio, ferro ou magnésio ligam-se a seis hidroxilas, formando um octaedro. Também é possível que camadas tetraédricas e octaédricas compartilhem átomos de oxigênio, devido à simetria e dimensões semelhantes. Quando tal compartilhamento ocorre, configurando o empilhamento de uma camada tetraédrica com uma camada octaédrica, forma-se um mineral com camada do tipo 1:1. Por sua vez, quando o

empilhamento abrange duas camadas tetraédricas e uma camada octaédrica caracteriza-se um mineral com a camada do tipo 2:1 (Figura 3)

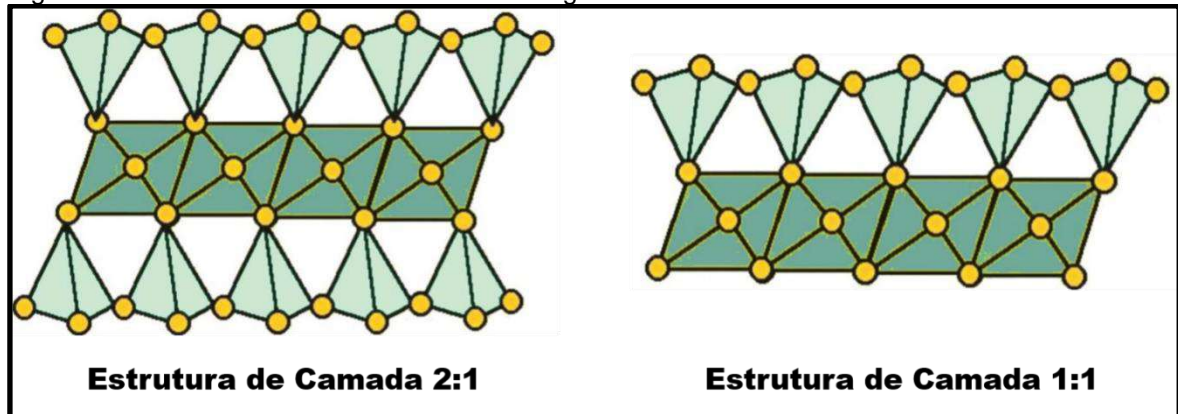
Tabela 2 – Classificação sistemática dos principais argilominerais cristalinos.

Arranjo das camadas e Grupo	Exemplos de espécies
<b>2:1</b> <b>Talco</b>	<u>talco</u> : $Mg_3 Si_4 O_{10} (OH)_2$
	<u>pirofilita</u> : $Al_2 Si_4 O_{10} (OH)_2$
<b>2:1</b> <b>Esmectita</b>	<u>hectorita</u> : $E^{+0,33}(Mg_{2,67}Li_{0,33})Si_4O_{10}(OH)_{2n} H_2O$
	<u>montmorillonita</u> : $E^{+0,33}(Al_{1,67}Mg_{0,37})Si_4O_{10}(OH)_{2n} H_2O$
<b>2:1</b> <b>Vermiculita</b>	<u>vermiculita</u> $K(Al, Li)_3(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2$
	<u>vermiculita</u> $E^{+0,86}(MgFe^{+2}, Fe^{+3}Al)_3(SiAl)_4O_{10}(OH)_{2n}H_2O$
<b>2:1</b> <b>Mica</b>	<u>lepidolita</u> : $K(Al, Li)_3(SiAl)_4O_{10}(OH)_2$
	<u>illita</u> : $K(Al, Li)_3(SiAl)_4O_{10}(OH)_2$
<b>2:1</b> <b>Clorita</b>	<u>Grupo da clorita</u> $(Mg, Fe, Al)_3(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot (Mg, Fe, Al)_3(OH)_2$
<b>1:1</b> <b>Caulinita</b>	<u>caulinita</u> : $Al_2Si_2O_5(OH)_4$

Fonte: Aguiar et al.(2004).



Figura 3 – Estrutura de camada 2:1 e 1:1 de argilominerais



Fonte: Al-Ani e Sarapää (2008)

#### 2.4.1.3 Difractometria de Raios X em argilominerais

Não sendo possível a definição com segurança dos argilominerais presentes nas amostras através do método de rocha total, é recomendável que as amostras passem por um processo de moagem e separação da fração argilosa, inferior a 2 $\mu$ m. Posteriormente, a amostra é analisada em sua forma natural e também sobre o efeito da glicolagem e aquecimento ou calcinação. Tais processos tornam-se de fundamental importância, uma vez que argilominerais apresentam, em alguns casos, variações nas distâncias interplanares, após tais processos (Tabela 3).

Tabela 3 – Posições referentes aos picos principais (direção (001) dos argilominerais em condições normais (N), após glicolagem (G) e aquecimento ou calcinação (A)

Distância Interplanar (Å) (condições normais - N)	Distância Interplanar (Å) (após glicolagem - G)	Distância Interplanar (Å) (após aquecimento - A)	Argilominerais
7	7	-	Caulinita
10	10	10	Illita
14	14	14	Clorita
14	17	14	Clorita expansível*
12	17	10	Montmorillonita – 12
14	17	10	Montmorillonita – 14
14	14	10	Vermiculita

\*O termo Clorita expansível não é mais utilizado, de acordo com Guggenheim et al. (2006). O padrão expansivo desse mineral atualmente é atribuído ao grupo da Esmectita.

Fonte: Santos, 1989.

#### 2.4.1.4 Aquecimento ou calcinação da amostra

Com o aumento da temperatura ambiente, para o tratamento térmico a cerca de 500°C, eliminam-se as moléculas de água existentes entre as camadas da montmorillonita (esmectita) e vermiculita, com isso a distância interplanar basal é reduzida para 10 Å após o aquecimento, mesmo valor do argilomineral illita. Isso faz com que o pico referente à illita seja mais intenso.

A clorita possui a propriedade de não sofrer alteração com o aquecimento. Sendo assim, a presença de clorita em rochas microclásticas se mantem com distância interplanar basal de 14 Å, não se alterando (NEVES, 1968). Desta forma, a diferenciação entre a clorita e vermiculita é feita pelo aquecimento: as cloritas apresentam intensificação do pico as 14 Å, enquanto as vermiculitas perdem o pico a 14 Å e apresentam uma banda a 9 Å no caso das vermiculitas trioctaédricas e de 10-11 Å nas vermiculitas dioctaédricas (SANTOS, 1989; NEVES, 1968). Já a caulinita apresenta a distância interplanar basal de 7,1-7,2 Å, contudo, os padrões de difração desaparecem totalmente após o aquecimento a 500° C (NEVES, 1968).

#### 2.4.1.5 Glicolagem das amostras

A caulinita apresenta a distância interplanar basal de 7,1-7,2 Å. A glicolagem não provoca alterações e os padrões de difração desaparecem totalmente após o aquecimento a 500° C (NEVES, 1968).

Tratamentos com etilenoglicol são utilizados a fim de realizar a verificação da presença de montmorillonita (esmectita) ou vermiculita. Quando colocada em ambiente fechado, cujo vapor esteja saturado com esta substância, uma rocha microclástica tende a substituir as moléculas de água presente no argilomineral esmectita por etilenoglicol. Esta substituição provoca um aumento da distância interplanar basal de 14Å para 17 Å. Este efeito não é observado no caso do argilomineral vermiculita que não apresenta mudança interplanar.

A illita é caracterizada por picos intensos a 10 Å que permanecem inalterados, pela solvatação em etilenoglicol, o mesmo ocorre com a caulinita, clorita e pirofilita que não sofrem alterações.

#### 2.4.1.6 Argilominerais Interestratificados

Argilominerais interestratificados apresentam em um mesmo cristal mais de um tipo de unidades estruturais empilhadas e articuladas entre si. Geometricamente muito semelhantes, os argilominerais com camadas do tipo 1:1 e 2:1 empilham-se facilmente, originando uma grande variedade de argilominerais interestratificados (REYNOLDS, 1984). É comum que em argilominerais interestratificados ocorram unidades estruturais de grupos diferentes, com combinações de camadas expansivas e não expansivas, como no caso do interestratificado illita-esmectita.

A presença de minerais interestratificados é marcada pela presença de picos achatados e largos. Se existem pacotes invariáveis do tipo 10 Å, junto com expansíveis, o pico, no difratograma da montagem glicolada, não deixará de começar em 10 Å, mas deverá aparecer mais baixo (NEVES, 1968; HOSTERMAN & WHITLOW, 1983).

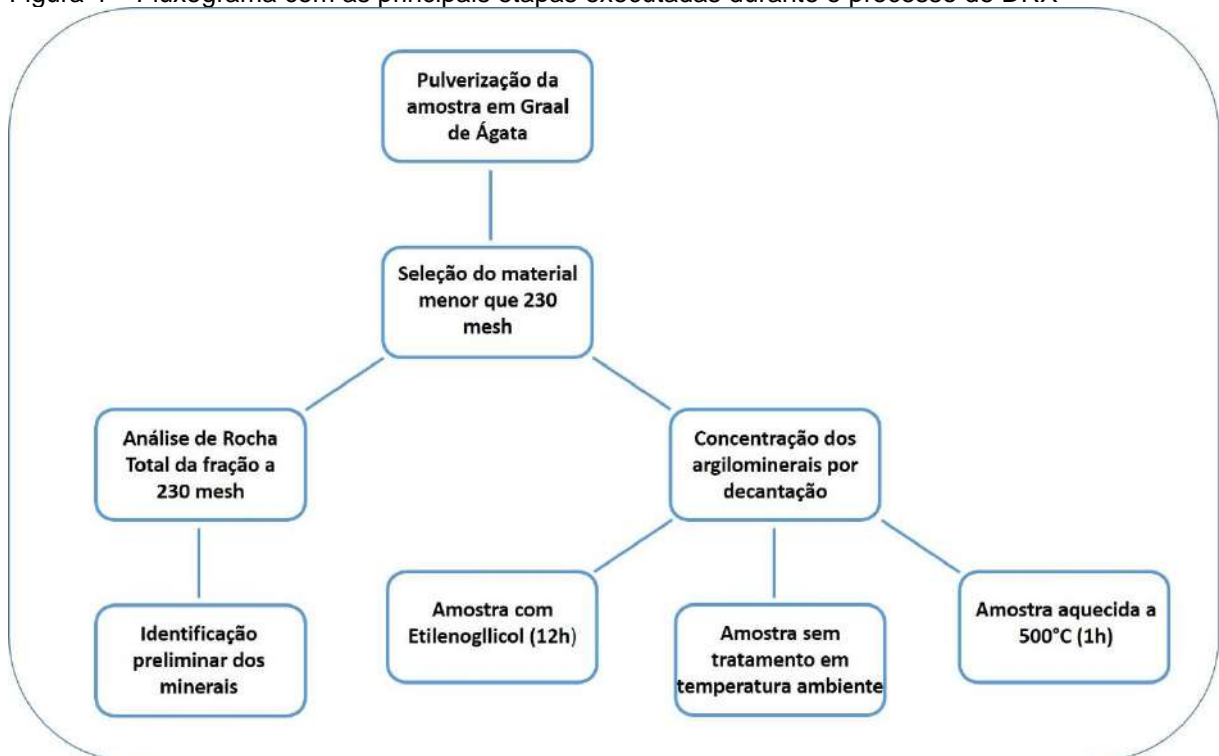
As estruturas interestratificadas ao acaso (*randomly*), por exemplo: illita/clorita, são identificadas pelos picos de difração entre 10 e 14Å (NEVES, 1968). A corrensita é bem conhecida como a variedade trioctaédrica regular (ou camada mista) de clorita/esmectita ou clorita/vermiculita (BAILEY 1982). Apresenta distância interplanar a 14Å natural que expande a 15Å em etilenoglicol e colapsa a 12Å, quando aquecida (GAVIRIA et al., 2012). Outros interestratificados registrados na literatura são: rectorita (mica/montmorillonita dioctaédrica), tosudita (clorita/esmectita dioctaédrica), hidrobiotita (mica/vermiculita trioctaédrica), aliettita (talco/saponita), e kulkeita (talco/clorita) (BRINDLEY & BROWN, 1980).

### 2.4.2 Procedimento

O método de Difractometria de Raios X (DRX) foi aplicado em 19 amostras de diferentes profundidades, todas abrangendo a Formação Ponta Grossa (Mb Jaguariaíva e Mb Tibagi), os intervalos foram definidos segundo os valores de maior interesse na curva de carbono orgânico total. Os procedimentos de preparação das amostras e análises de DRX foram realizadas respectivamente no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA) e Laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica (LGQM), ambos pertencentes a FGEL/UERJ. As análises foram realizadas em equipamento Bruker-D2 Phaser, nas seguintes condições de operação: radiação Co K $\alpha$ ,  $\lambda = 0.154184$  nm, gerador operado a 30 kV e 10 mA; velocidade do goniômetro de  $0,02^\circ$   $2\theta$  por passo com tempo de contagem de 1 segundos por passo, entre  $1,5$  e  $100^\circ$   $2\theta$ , com detector sensível à posição LynxEye.

O fluxograma a seguir (Figura 4) sintetiza as principais etapas executadas durante o processo de DRX. De acordo com Moore & Reynolds (1997), toda amostra que se pretende analisar na difração de raios X, deve sofrer o menor dano possível. Por isso, nenhuma das amostras foram submetidas a tratamentos químicos com peróxido de hidrogênio (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) e ácido clorídrico (HCl) para a eliminação da matéria orgânica e dos carbonatos, visto os pequenos teores encontrados. Todas as amostras foram submetidas as análises de rocha total e concentração de partículas menores que 2 micras com leitura em três diferentes condições (normal, glicolada e aquecida).

Figura 4 – Fluxograma com as principais etapas executadas durante o processo de DRX



Fonte: O autor, 2020

#### 2.4.2.1 Desagregação da amostra

O trabalho iniciou-se pela desagregação das amostras, tal processo teve que ser realizado com extrema cautela e com alguns cuidados especiais, visto que, dependendo do instrumento utilizado, pode-se gerar a desfiguração parcial ou total da estrutura interna das partículas minerais, bem como, a contaminação da mesma. A moagem a seco altera a estrutura cristalina dos minerais, não somente pela ação da pressão aplicada sobre a rocha, como também pela elevação concomitante da temperatura. Para tal etapa foi utilizado o gral de ágata manual, com o intuito de obter cerca de 10g de material pulverizado. Este equipamento é o mais indicado para este processo, uma vez que é de fácil limpeza, dificultando assim a contaminação das amostras. Posteriormente, o material foi selecionado em peneira de 230 *mesh*, o que caracteriza o material passante como de granulometria < 63  $\mu\text{m}$ .

#### 2.4.2.2 Difractometria de Raios X – Rocha Total

Após as amostras estudadas serem quarteadas, moídas e posteriormente selecionadas em peneira de 230 mesh, elas foram levadas para a análise de Difractometria de Raios X de Rocha Total. Neste procedimento, o material pulverizado em escala inferior a 63  $\mu\text{m}$  foi espalhado sobre uma lamínula de forma homogênea e levado ao Difratorômetro Bruker-D2 Phaser, tal análise demora cerca de 1:30h.

#### 2.4.2.3 Difractometria de Raios X – Argilominerais

A Difractometria de Raios X para argilominerais foi feita logo após a de Rocha Total e auxiliou na interpretação dos argilominerais presentes na amostra. Tal processo consiste na comparação dos comportamentos dos argilominerais ao serem submetidos a testes analíticos de secagem ao ar, de solvatação com etilenoglicol e de aquecimento, originando diferentes difratogramas.

A fim de separar a fração granulométrica inferior a 2  $\mu\text{m}$  para a caracterização dos argilominerais, foi colocado 6 g da amostra seca em um béquer com 50 mL de água deionizada. Em seguida, foi adicionada uma gota de hexametáfosfato de sódio  $(\text{NaPO}_3)_6$  a 1% e submeteu-se a solução a homogeneização manual e em banho ultrassom por 1 minuto. Passados 20 minutos, com o auxílio de uma pipeta, foi transferido aproximadamente 5 mL da parte superior da solução para outro recipiente. Dois dias após este procedimento, de maneira cautelosa com o suporte de uma pipeta, retirou-se todo solvente visível do recipiente, concentrando ainda mais a solução. Por fim, este concentrado foi transferido para uma lâmina de vidro que, após 24 horas em temperatura ambiente, foi levada até o difratorômetro para leitura (Figura 5).

Figura 5 – Etapas do processo de separação da fração argila.



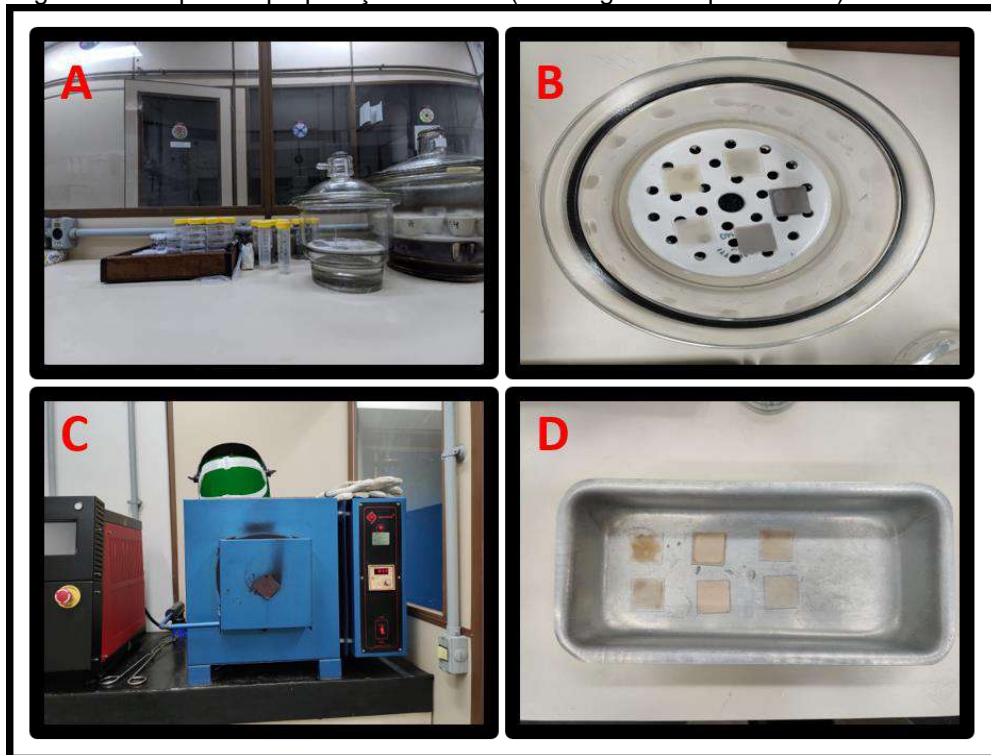
Legenda: A) Homogeneização manual. B) Banho de ultrassom C) Homogeneização em banho de ultrassom. D) Decantação por 48 horas. E) Aplicação de concentrado argiloso em lamínula. F) Secagem em temperatura ambiente por 24 horas.

Fonte: O autor, 2020

Após a leitura feita pelo difratômetro de raios x da lamínula seca à temperatura ambiente, a mesma foi colocada em um dessecador, contendo etilenoglicol ao fundo. O recipiente foi fechado e através de uma linha de vácuo, produziu-se uma atmosfera saturada em etilenoglicol. Vedou-se o recipiente e a amostra ficou exposta a estas condições por pelo menos 12 horas (Figura 6). Tal procedimento foi responsável pela detecção, segundo os conceitos de Alves (1989), dos minerais expansivos, os quais têm a capacidade de aumentar a distância interplanar, a partir da absorção de substâncias como água ou poliálcoois.

Para última etapa foi confeccionada uma segunda lâmina seca a temperatura ambiente foi aquecida a 550 °C pelo período de uma hora. O aumento de temperatura foi capaz de expulsar moléculas de água presentes nos espaçamentos interplanares de alguns argilominerais, provocando retração das distâncias basais. Foi utilizado um suporte de lâminas em aço (levado ao forno), para execução de tal análise. Antes de serem analisadas, as amostras foram resfriadas em temperatura ambiente e posteriormente levadas a análise do difratômetro de raios x.

Figura 6 – Etapas de preparação do DRX (Glicolagem e Aquecimento)



Legenda: A) Bancada de preparação das amostras. B) Recipiente com etilenoglicol. C) Forno a 500°. D) Amostras calcinadas.

Fonte: o autor, 2020

#### 2.4.2.4 Análises Qualitativas

Para as análises qualitativas foram utilizadas tabelas, elaboradas a partir das distâncias interplanares dos minerais principais e secundários, encontrados nas amostras. A base para obtenção de tais distâncias foi o banco de dados, revisado anualmente, publicado pela *International Centre for Diffraction Data* (ICDD), junto a este foi utilizado o banco de dados PDF 4+ disponível no software EVA e o livro “*Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification*”, editado por G.W Brindley G. Brown, 1980. O mesmo foi feito na interpretação dos difratogramas referentes aos argilominerais (fração granulométrica < 2  $\mu\text{m}$ ).



## 2.5 Microscopia Eletrônica de Varredura e EDS

### 2.5.1 Bases Conceituais

#### 2.5.1.1 Microscopia Eletrônica de Varredura

O Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) trata-se de um dos principais métodos de análise de microestruturas de objetos sólidos, tais como, superfícies minerais. O principal motivo para sua utilização é a alta resolução alcançada. Esta, permite análises na ordem de 2 a 5 nanômetros. O MEV utiliza um feixe de elétrons no lugar de fótons utilizados em um microscópio óptico convencional, o que permite solucionar o problema de resolução relacionado com a fonte de luz branca.

Microscópios ópticos convencionais ficam, então, limitados a um aumento máximo de 2000 vezes, porque acima deste valor, detalhes menores são imperceptíveis. Pode-se utilizar uma radiação com comprimento de onda menor que a luz visível como fonte de iluminação do objeto, para aumentar a resolução. Além disso, a profundidade de campo é inversamente proporcional aos aumentos, sendo necessário, então, um polimento perfeito da superfície a ser observada, o que, às vezes, é incompatível com a observação desejada (KESTENBACH et al., 1994).

O princípio básico do MEV consiste em utilizar um feixe de elétrons de pequeno diâmetro para explorar a superfície da amostra, ponto a ponto, por linhas sucessivas e transmitir o sinal do detector a uma tela catódica. O feixe varre a superfície da amostra por um sistema de bobinas de reflexão, segundo uma malha retangular. O resultado da interação do feixe incidente com a superfície da amostra é um sinal de imagem. O sinal recolhido pelo detector é utilizado para modular o brilho do monitor, permitindo a observação. A fonte de elétrons é um filamento de tungstênio (W) aquecido, operando numa faixa de tensões de aceleração de 1 a 50 kV. O feixe é acelerado pela alta tensão criada entre o filamento e o ânodo. Ele é, em seguida, focalizado sobre a amostra por uma série de três lentes eletromagnéticas com um *spot* menor que 4 nm. O feixe interagindo com a amostra produz elétrons e fótons,

que podem ser coletadas por detectores adequados e convertidas em um sinal de vídeo.

Quando o feixe primário incide na amostra, parte dos elétrons difunde-se e constitui um volume de interação, cuja forma depende principalmente da tensão de aceleração e do número atômico da amostra. Neste volume, os elétrons e as ondas eletromagnéticas produzidos são utilizados para formar as imagens ou para efetuar análises físico-químicas. As partículas e/ou os raios eletromagnéticos resultantes da interação do feixe eletrônico para serem detectados com a amostra devem retornar à superfície da amostra e daí atingirem o detector. A profundidade máxima de detecção, portanto, a resolução espacial, depende da energia com que estas partículas ou raios atingem o detector, ou são capturadas pelo mesmo.

#### 2.5.1.2 Espectroscopia por dispersão de energia (EDS)

A *Energy Dispersive Spectrometry* (EDS) ou Espectroscopia por Dispersão de Energia, é uma técnica analítica utilizada na análise elementar ou caracterização química de amostra. Ela se baseia na interação de uma fonte de excitação de raios-X e uma amostra, previamente metalizada. Sua capacidade de caracterização está intrinsecamente relacionada à estrutura atômica única que cada elemento possui, gerando assim um conjunto de picos em seu espectro de emissão eletromagnética.

A técnica de EDS considera o princípio de que a energia de um fóton ( $E$ ) está relacionada com a frequência eletromagnética ( $\nu$ ) pela relação  $E = h\nu$ , onde “ $h$ ” é a constante de Planck. Fótons com energias correspondentes a todo espectro de raios-X atingem o detector de raios-X quase que simultaneamente, e o processo de medida é rápido, o que permite analisar os comprimentos de onda de modo simultâneo.

Essa técnica pode ser utilizada juntamente com o MEV na varredura de uma amostra, ou ainda pontualmente, sendo a zona analisada aquela que é percorrida pelo feixe. Caso se esteja trabalhando no modo de varredura (formação de uma imagem), ou então a análise será de toda a superfície da imagem. É possível, também, parar a varredura e analisar em um ponto (*spot*), área ou linha selecionada na imagem.

Por se tratar de uma microanálise pontual, o EDS resulta da penetração do feixe numa profundidade que varia entre 1 e 5  $\mu\text{m}$ . Portanto, não se deve inferir a composição obtida em cada ponto como representativa de todo o volume da amostra analisada. Tal análise deve ser utilizada a fim de definir ou inferir a fase mineral no presente ponto analisado. Além disso, é uma análise indicada para amostras planas e polidas, fortemente influenciada pela geometria do material investigado. Alterações nos picos de elementos podem ocorrer devido à presença de composições químicas distintas próximas a um mesmo ponto de incidência do feixe.

### 2.5.2 Procedimento

A amostra foi inicialmente fragmentada, de modo a oferecer uma superfície fresca e irregular, aderida em suporte condutor de latão e recoberta por uma delgada camada de ouro, através do metalizador EMITECH K575X, a fim de torná-la condutora de eletricidade. Posteriormente a amostra foi aderida em suporte condutor de alumínio e analisada ao microscópio eletrônico de varredura ZEISS EVO MA 10, em imagens por elétrons retroespalhados, operando em alto vácuo, EHT 20 kV e com distância de trabalho de 8,50 mm (Figura 7).

A imagem por elétrons retroespalhados (*Backscattered Electron Image* - BEI) representa em seus tons de cinza a variação da composição atômica média da feição imageada. Isto significa que materiais de peso atômico maior produziram imagens em tons de cinza mais claro, enquanto materiais de baixo peso atômico geram imagens mais escuras. Já as imagens obtidas por elétrons secundários (*Secondary Electron Image* - SEI) resultaram da interação do feixe eletrônico com o material da amostra.

O contraste na imagem é dado, sobretudo, pelo relevo da amostra, que é o principal modo de formação de imagem na MEV. Os elétrons secundários gerados pelas interações elétron-átomo da amostra têm um livre caminho médio de 2 a 20 nm, por isso somente aqueles gerados junto à superfície podem ser reemitidos e, mesmo estes, são muito vulneráveis à absorção pela topografia da superfície (DEDAVID *et al.* 2007).

Figura 7 – Microscópio eletrônico de varredura (MEV)



Legenda: A) Microscópio Eletrônico de Varredura. B) Mesa de operação MEV  
Fonte: o autor, 2020

### 3 GEOLOGIA REGIONAL

#### 3.1 Aspectos Gerais da Bacia

Na América do Sul, as sucessões sedimentares intracontinentais paleozoicas estão preservadas em cinco depocentros individuais (MILANI & ZALAN, 1999) de grandes dimensões. Quatro destas bacias individuais se localizam no Brasil (Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná), variando em tamanho de 500.000 Km<sup>2</sup> a mais de 1.000.000 Km<sup>2</sup> e tendo seus nomes derivados dos rios de grande porte que fluem ao longo do eixo de cada calha regional. Estas grandes áreas sedimentares existentes em nosso território são denominadas sinéclises. As sinéclises brasileiras, são regiões deprimidas da plataforma, geralmente isométricas em planta, produzidas por lenta subsidência. Na literatura, são também denominadas bacias intracratônicas por representarem depressões estabelecidas no interior continental de uma plataforma.

Segundo Klein (1995), bacias intracratônicas assentam-se sobre crosta continental, distantes das margens das placas e, em muitos casos, estão sobrepostas a riftes abortados ou fósseis. A evolução envolve uma combinação de processos, os quais incluem: extensão continental, subsidência tectônica sobre área ampla e reajuste isostático tardio.

A Bacia do Paraná é uma ampla região sedimentar do continente sul-americano. Possui aproximadamente 1,5 milhão de Km<sup>2</sup>, os quais inclui porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai. A bacia tem uma forma elipsoidal com eixo maior na direção NNE-SSW, e tem como origem de seu nome o rio Paraná, o qual corre paralelo ao seu eixo maior, por cerca de 1.500 km.

Os estilos estruturais da bacia são deformações associadas às reativações de antigas falhas e a intrusões ígneas básicas. Os lineamentos observados estão distribuídos em três direções preferenciais; as duas principais, NW-SE e NE-SW, são zonas de fraqueza existentes ao menos desde o evento Brasileiro, que foram reativadas durante a evolução da bacia. As estruturas triássicas E-W, subordinadas

as primeiras, são paralelas a zonas de fratura oceânicas, levando a conjecturas acerca de sua relação com a separação entre África e América do Sul (ZALÁN *et al.*, 1990).

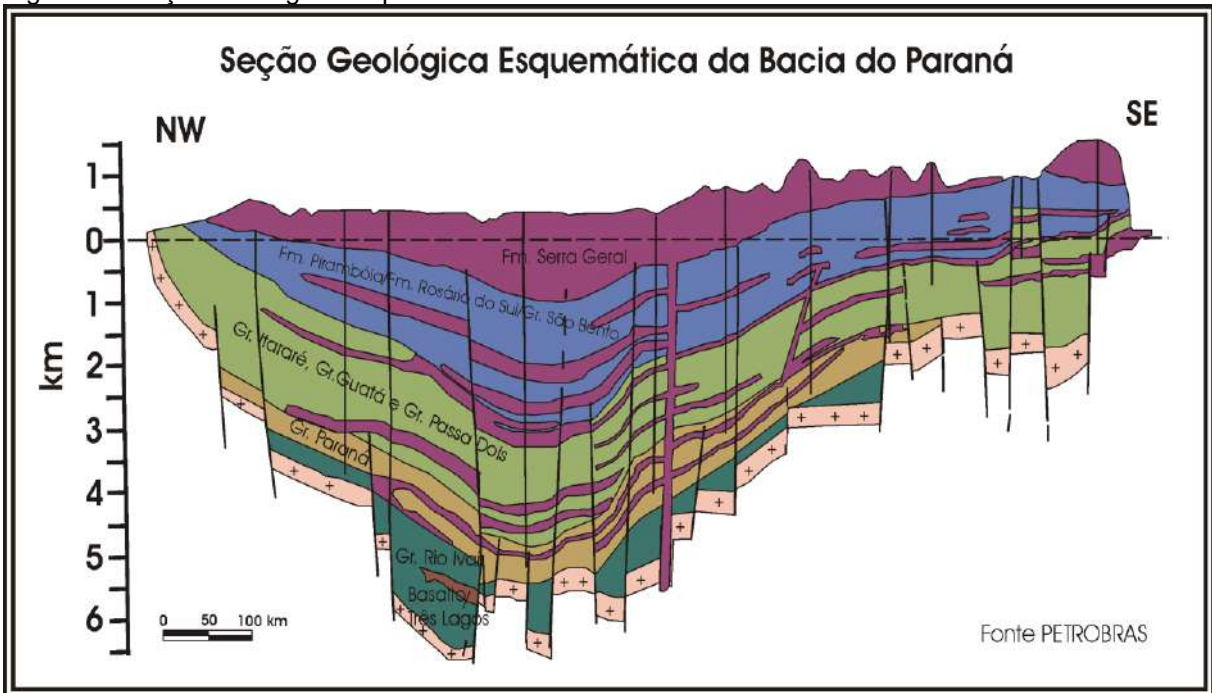
Pereira (1993) e Pereira & Bergamaschi (1996) propuseram a subdivisão da bacia em dois contextos geológicos distintos. Tal afirmativa é baseada em aspectos estruturais e nas distintas características sedimentológicas entre afloramentos das bordas sul e leste (Sub-bacia de Apucarana) com os encontrados nas bordas nordeste e noroeste (Sub-bacia de Alto Garças).

Os limites atuais da bacia são erosivos ao longo da maior parte do seu perímetro (Milani, 1997), sendo suas bordas limitadas:

- a) a norte, pelo Arco de Goiânia/Alto Parnaíba;
- b) a nordeste, pelo limite erosional entre a zona de Falha Guapiara e o Arco de Goiânia/Alto Parnaíba;
- c) a leste, pela Faixa Móvel Ribeira, de direção NNE-SSW;
- d) a sul, pela Faixa Dom Feliciano;
- e) a oeste, pelo Arco de Assunção, que representa provavelmente uma resposta flexural da crosta aos primeiros movimentos orogênicos da margem ocidental da América do Sul, no Eodevoniano;
- f) a noroeste, pela Faixa Paraguai-Araguaia, originada no Pré-cambriano/Ordoviciano, e que provavelmente agiu como barreira topográfica para a sedimentação.

A Bacia apresenta uma espessura de até 7.000m e seu registro litológico envolve rochas sedimentares e vulcânicas (MILANI *et al.*, 2007) de idades a partir do Ordoviciano e distribuídas em um intervalo em torno de 385 Ma (Figura 8).

Figura 8 – Seção Geológica Esquemática da Bacia do Paraná.

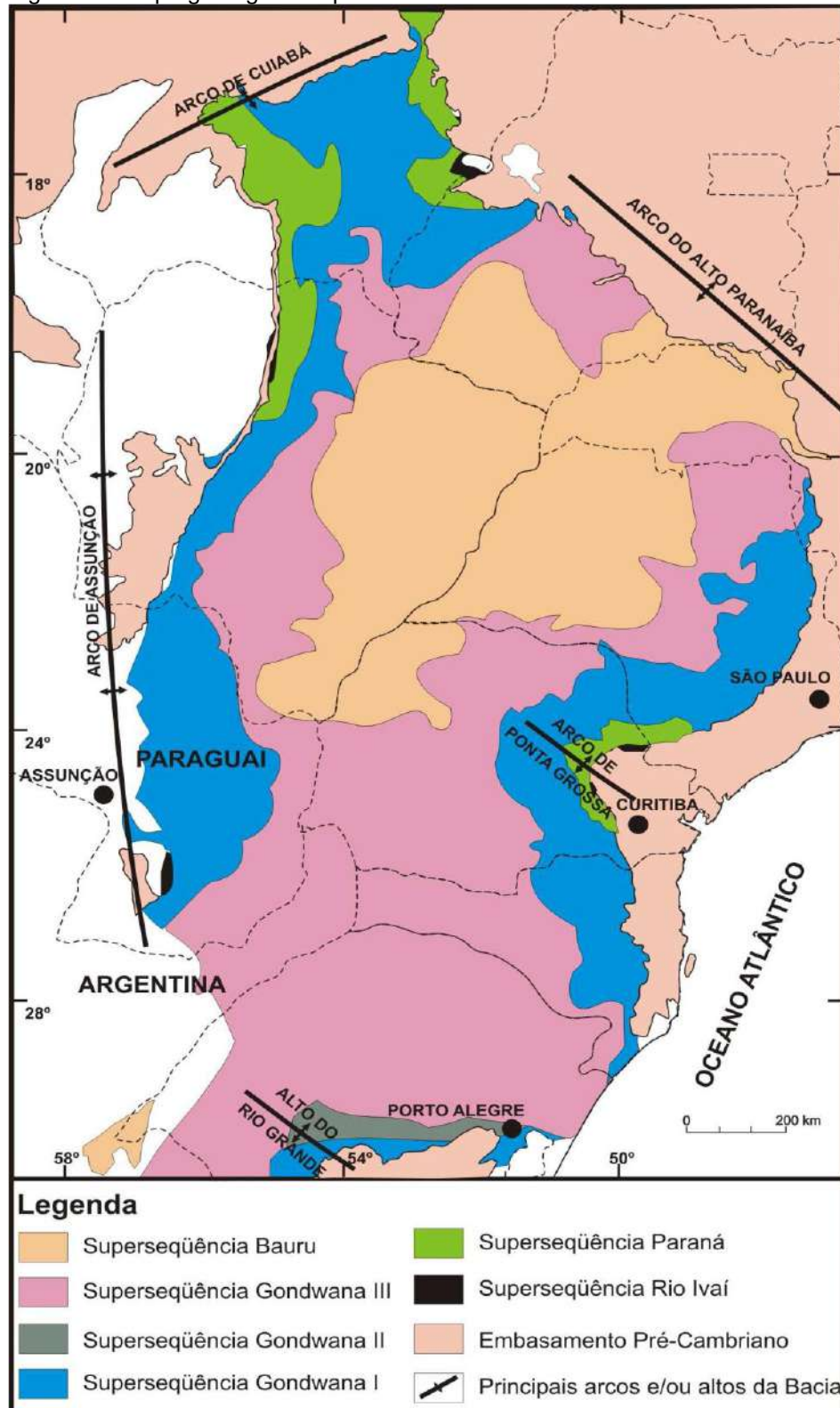


Fonte: Petrobras

Durante este intervalo de tempo, a bacia passou por longos períodos de subsidência e acumulação de sedimentos intercalados com igualmente longos períodos de soerguimento. Estes eventos originaram discordâncias regionais, que podem representar hiatos de dezenas de milhões de anos (Soares *et al.*, 1978; Milani *et al.*, 1998). Um mapa simplificado dos diferentes estágios de deposição limitados por discordâncias (supersequências), que ocorreram na bacia pode ser observado na figura 9.

De acordo com Soares *et al.* (1978) e Milani *et al.* (1998) o período Devoniano indica um momento de elevações do nível global do mar. A predominância de registros transgressivos em todas as bacias corrobora com tal afirmação. Na bacia do Paraná uma época de amplo afogamento marinho, na qual foi desenvolvido um mar epicontinental caracterizado por uma plataforma em rampa pouco profunda, dominada por ondas (ASSINE *et al.*, 1994). Águas frias predominaram neste mar até o Givetiano, quando foi estabelecida a entrada de correntes marinhas quentes vindas do norte (FREITAS-BRAZIL, 2004)

Figura 9 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná



**Legenda:** a divisão do registro sedimentar da Bacia do Paraná em seis Superseqüências e indicação dos principais elementos estruturais da Bacia.

**Fonte:** Modificado de Milani et al. (1998).



### 3.2 Arcabouço Tectônico

A evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná, no interior cratônico do Gondwana, conviveu com o desenvolvimento de ativos cinturões colisionais a ela adjacentes que definem uma extensa faixa posicionada junto à margem sudoeste do paleocontinente - os Gondwanides (KEIDEL, 1916), ao longo da qual, durante todo o Fanerozoico, tem tido lugar uma relação de convergência entre o Gondwana e a litosfera oceânica do Panthalassa.

A geodinâmica da borda ativa do Gondwana, influenciou diretamente na evolução paleozoica-mesozoica da bacia, uma vez que, relacionada às grandes orogêneses ocorridas na borda continental, estão ciclos de criação de espaço deposicional na área intracratônicas e episódios orogenéticos. A sobrecarga tectônica, causada pela sedimentação, foi interpretada como importante mecanismo de subsidência durante a evolução da Bacia do Paraná.

A sinéclise do Paraná se desenvolve sobre rochas metamórficas formadas durante o Evento Brasileiro 800 a 450 Ma (MILANI *et al.*, 1998). Seu maior eixo está alinhado na direção NE-SW, seguindo a trama do substrato pré-cambriano. Estruturas em tal direção foram reativadas sob o campo compressional originado na borda do continente pela Orogenia Oclóyica (RAMOS., 1988), do Neo-Ordoviciano, originando, assim, espaço à acomodação da primeira unidade cratônica da bacia: a Supersequências Rio Ivaí. E com a retomada da subsidência depositou-se a Supersequências Paraná, de idade Devoniana.

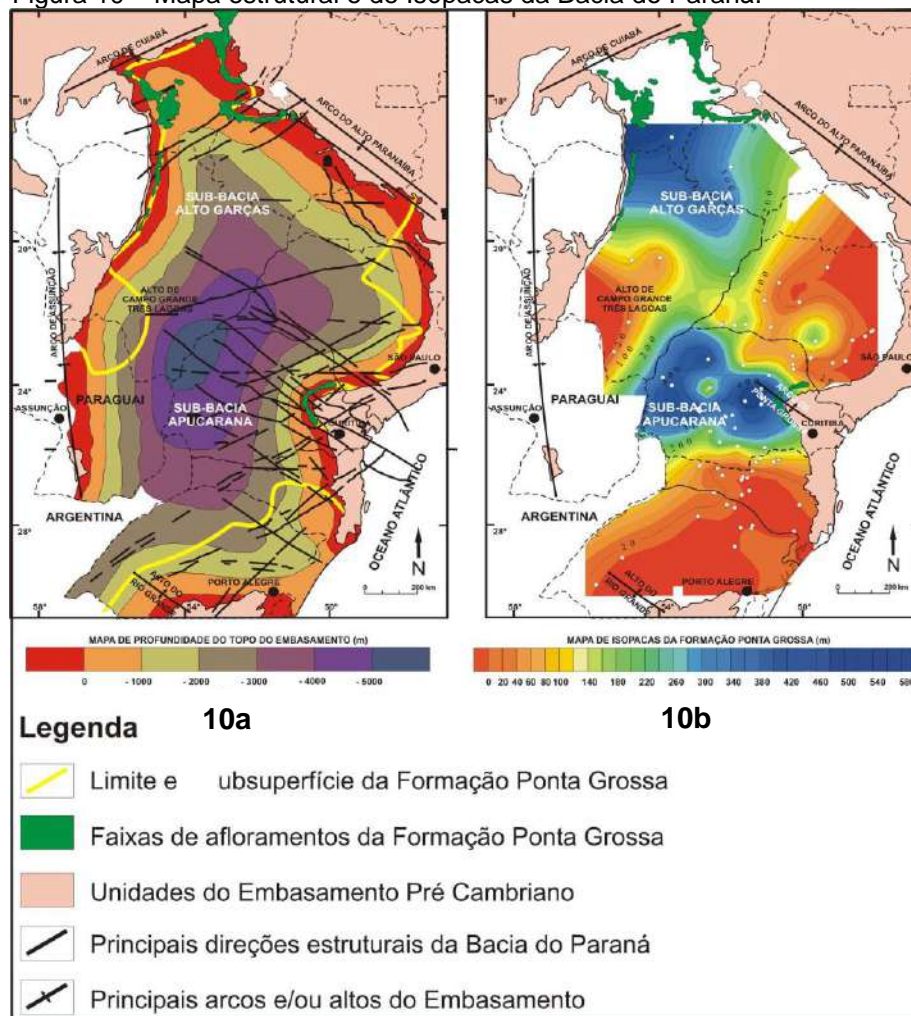
A configuração tectônica da bacia é resultante da movimentação de estruturas regionais ativas em diferentes épocas e com diferentes direções. Estas estruturas muitas vezes se interceptam (Figura 10a), e estabelecem na bacia uma compartimentação em blocos estruturais (ZALÁN *et al.*, 1990; PEREIRA, 2000). Algumas destas tiveram um caráter sindeposicional e controlaram os depocentros da bacia e variações faciológicas laterais (RAMOS, 1970), devido a modificações no espaço disponível para a acumulação dos sedimentos.

Curvas de subsidência apresentadas por (QUINTAS *et al.*, 1997) indicam três grandes episódios distensivos principais, com idades de 440Ma, 350Ma e 144Ma. Estes eventos estão associados à preservação de importantes registros sedimentares

na bacia e correspondem às deposições das sequências siluriana e devoniana, do Grupo Itararé e aos derrames da Formação Serra Geral.

Estudos de anomalias de espessuras realizados por Artur & Soares (2002), indicam que no Devoniano, as principais estruturas da bacia estavam relacionadas a altos e baixos estruturais sindeposicionais alongados para NW e estruturas NESW, com controle estrutural da sedimentação. Esta estruturação permitiu uma diferenciação em duas Sub-bacia, quais sejam: Apucarana, a sudoeste, e Alto Garças, a noroeste (Figura 10b). Cabe ressaltar que a primeira apresenta registros de ambientes deposicionais mais profundos (RAMOS 1970; ASSINE *et al.*, 1998).

Figura 10 – Mapa estrutural e de Isópacas da Bacia do Paraná.



Legenda: a) Mapa de contorno estrutural do topo do embasamento da Fm. Ponta Grossa; b) Mapa de isópacas da Fm. Ponta Grossa.

Fonte: a) modificado de Ramos (1970); Zalan *et al.* (1990); Assine *et al.* (1998); b)?

### 3.3 Estratigrafia da Bacia

Durante a evolução tectônica da Bacia do Paraná ocorreram vários episódios de sedimentação e vulcanismo, que deixaram como registro sedimentar rochas de idades paleozoicas, mesozoicas, lavas basálticas e, localmente, rochas cenozoicas (SCHNEIDER *et al.*, 1974; MILANI *et al.*, 1998). O estudo deste registro apresenta grande importância, pois o mesmo é a representação direta dos eventos geológicos ocorridos no planeta desde a formação do supercontinente Gondwana.

Milani (1997) reconheceu no arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná seis Supersequências na forma de pacotes rochosos, representando cada um destes intervalos temporais com algumas dezenas de milhões de anos de duração e limitados por discordância de caráter regional. Estas supersequências ficaram definidas como: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). As três primeiras supersequências são representadas por sucessões sedimentares, que definem ciclos transgressivo-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozoico, enquanto que as demais correspondem a pacotes de sedimentos continentais com rochas ígneas associadas.

Na supersequências Rio Ivaí (Ordoviciano – Siluriano) ocorrem a partir da base, pacotes de arenito (Formação Alto Garças), sotopostos por diamictitos (Formação lapó). Folhelhos e siltitos marinhos denominados Formação Vila Maria (Milani *et al.*, 1994), que representam a primeira incursão marinha (transgressão) na bacia caracterizada por sua assembleia fóssilífera marinha, com destaque à presença de trilobitas (ANDRADE & CAMARÇO, 1980).

Já no Devoniano ocorre a implantação de um novo ciclo transgressivo-regressivo, que caracteriza a supersequências Paraná (MILANI, 2004). Este grupo compreende, a partir da base, a Formação Furnas, com depósitos fluviais, transicionais e costeiros (BERGAMASCHI, 1992), e a Formação Ponta Grossa composta por folhelhos, siltitos e arenitos, depositados em ambiente marinho pouco profundo (SCHNEIDER *et al.*, 1974; ANDRADE & CAMARÇO, 1980). Este ambiente era um grande golfo com efetiva conexão com as incursões de águas oceânicas do

Panthalassa a oeste (MILANI, 2004). A partir do Neo – Emsiano / Eifeliano, foi desenvolvida a ligação entre as Bacias do Paraná e do Parnaíba (MELO, 1985). Nesta idade, foi estabelecido um extenso mar interior, com importantes modificações ambientais refletidas na sucessão faunística (ALMEIDA & CARNEIRO, 2004).

A discordância Neo-Devoniana define um notável marco na geologia da Bacia do Paraná. Alguns fatores foram de fundamental importância, na criação de uma lacuna na história tectono-sedimentar da Bacia do Paraná, gerando um hiato de 70Ma na sedimentação. Fatores tectônicos relacionados a Orogenia Herciniana, e também, a paleoposição em altas latitudes da placa gondwânica durante o Devoniano terminal e Eocarbonífero (CAPUTO & CROWELL, 1985; CAPUTO et al., 2008), com o desenvolvimento intermitente de calotas de gelo em áreas próximas e também sobre parte da Bacia do Paraná, além do grande rebaixamento do nível do mar que deve ter acompanhado o ápice dessas glaciações, certamente constituíram fatores decisivos à atual inexistência de um registro mississipiano na bacia.

A Supersequências Gondwana I, sucede à discordância neodevoniana (MILANI, 1997) e devido a invasão e posterior saída do Panthalassa sobre o interior do Gondwana, materializa um ciclo transgressivo-regressivo completo. Sua porção mais inferior corresponde à sedimentação ainda diretamente ligada ao degelo da calota polar. O ciclo sedimentar alcança condições de máxima inundação no Artinskiano e encerra com sistemas deposicionais continentais à entrada do Triássico. A acumulação da Supersequências Gondwana I foi acompanhada de um progressivo fechamento da Bacia do Paraná às incursões marinhas provenientes de oeste. O caráter de bacia intracratônica vai então paulatinamente sendo assumido, e a bacia acaba sendo aprisionada no árido interior continental do Gondwana mesozoico.

Os registros das três supersequências posteriores correspondem a um contexto francamente continental, oriundo dos processos de continentalização e, em paralelo, de desertificação, iniciados durante o Triássico Inferior. Foram denominadas por Milani (1997), como Gondwana II, Gondwana III e Bauru e compreendem registros sedimentares do Triássico, Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior e Cretáceo Superior. Sendo Supersequências Gondwana II composta por arenitos acumulados em sistemas flúvio-eólicos e lacustres rasos, das formações Pirambóia e Rosário do Sul (SCHNEIDER *et al.*, 1974). A supersequência Gondwana III corresponde a um sistema desértico, marcado por campos de dunas da Formação Botucatu e de

derrames basálticos da Formação Serra Geral, relacionados ao magmatismo inicial da abertura do Atlântico Sul, por vezes ocorrendo intercalados. E os últimos registros correspondem aos depósitos continentais areno-conglomeráticos dos Grupos Bauru e Caiuá que ocuparam a depressão gerada por subsidência, relativa a carga dos derrames basálticos (MILANI *et al.*, 1994).

### 3.3.1 Borda leste da Bacia do Paraná

As rochas paleozoicas da bacia têm boa exposição na borda leste da Bacia do Paraná como resultado do soerguimento mesozoico do Arco de Ponta Grossa, uma feição estrutural marcante na bacia, cuja gênese é comumente associada a eventos magmáticos juro-cretáceos relacionados à abertura da margem atlântica. A esses eventos magmáticos se associam frequentemente corpos intrusivos básicos, que na região do Arco de Ponta Grossa, em geral, preenchem fraturas de direção NW.

Ramos (1970) sugere, com base em mapas de isópacas, que a atividade tectônica do Arco de Ponta Grossa teve início durante o Permiano Inferior, tendo em vista a diminuição de espessuras de unidades pós-carboníferas neste domínio.

Esta faixa de afloramentos paleozoicos é uma área de interesse científico, pois permite o estudo em superfície e/ou em aquisições rasas em subsuperfície das rochas depositadas durante o Paleozoico, auxiliando na compreensão da evolução da bacia. Os depósitos da Formação Ponta Grossa, que ocorrem nesta área, correspondem à plataforma marinha (ASSINE *et al.*, 1998) e processos costeiros (POPP & BARCELLOS-POPP, 1986) do mar devoniano.

### 3.3.2 Formação Ponta Grossa

A Formação Ponta Grossa compreende uma sequência sedimentar de idade Emsiano-Frasniano (LANGE, 1967; DAEMON *et al.*, 1967) que aflora nos Estados do Paraná, Goiás e Mato Grosso. Ela compreende um pacote de arenitos transgressivos

basais que passam gradativamente, em direção ao topo, a siltitos e folhelhos cinza escuros a pretos, localmente carbonosos, com intercalações de arenitos cinza-claros, micáceos. O seu conteúdo fossilífero reúne icnofósseis, escoleocodontes, moluscos, braquiópodes, trilobitas, equinodermos e quitinozoários, que desde o trabalho de Clarke (1913) atesta à formação uma origem marinha.

Trabalhos mais recentes, como os de Grahn *et al.* (2002); Grahn *et al.* (2010), Grahn *et al.* (2013), definem, com base no estudo de quitinozoários e palinomorfos, um zoneamento bioestratigráfico da Formação Ponta Grossa do Lochkoviano/Praguiano ao Frasniano.

O clima durante a deposição desses sedimentos é considerado frio. As baixas temperaturas destas águas de plataforma são explicadas pela alta paleolatidade da área, que estaria aproximadamente entre 75 e 80°S (GERRIENNE *et al.*, 1999).

A Formação Ponta Grossa, conforme estabelecido por Lange e Petri (1967), encontra-se dividida em três membros: Jaguariaíva (base), de idade Praguiano-Emsiano, com constituição síltico-argilosa; Tibagi (idade Emsiano-Eifeliano), com arenito muito fino ou siltito arenoso; e São Domingos (topo), de idade Eifeliano-Neofameniano, com sedimento síltico argiloso e que tendem a cores escuras (DINO, 1999; QUADROS, 1999).

O Membro Jaguariaíva foi proposto por Lange & Petri (1967) para designar a parte basal da Formação Ponta Grossa no Estado do Paraná, ele consiste em um pacote homogêneo de folhelhos sílticos de coloração cinza média a escura, com muitos fósseis, e frequentemente bioturbados. Sua espessura varia entre 50 e 100m nas faixas de afloramento, valores que se repetem na maioria dos poços. Na metade superior deste intervalo, ocorrem folhelhos pretos com teores relativamente altos de matéria orgânica, constituindo um intervalo potencialmente gerador de hidrocarbonetos na bacia (BERGAMASCHI, 1999).

A origem marinha do membro Jaguariaíva é demonstrada pelo seu conteúdo fóssil, sendo esta unidade depositada em zona marinha nerítica da plataforma (Lange e Petri, 1967). Segundo Bolzon *et al.* (2002), o intervalo é praticamente todo fossilífero, possuindo importância paleontológica pela ocorrência de grande diversidade de fósseis de invertebrados devonianos característicos da fauna Malvinocáfrica, como Cnidária (Conulariida), Brachiopoda, Mollusca (Bivalvia, Gastropoda e Tentaculitoidea), Trilobita e Echinodermata (Crinoidea), além de microfósseis,

vegetais e abundantes traços fósseis. Em relação a estes grupos de invertebrados, Petri (1948 apud Bolzon *et al.*, 2002) evidenciou a predominância dos braquiópodes em relação aos demais e a relativa abundância dos trilobitas e dos moluscos bivalves.

O intervalo Eifeliano da Formação Ponta Grossa é caracterizado pelo incremento de intercalações de pacotes arenosos nas fácies pelíticas. Na classificação litoestratigráfica de Lange e Petri (1967) este intervalo foi designado como Membro Tibagi, embora a sua delimitação, posicionamento e interpretação estratigráfica seja motivo de ampla discussão na literatura. Assine (1996) propôs que estes arenitos seriam os reflexos do aumento do aporte sedimentar em relação ao espaço de acomodação, com nível do mar relativamente estacionário. Esta situação teria promovido a progradação deltaica em um trato de sistemas de mar alto. Para Bergamaschi (1999) e Bergamaschi & Pereira (2001), os arenitos do Membro Tibagi constituiriam depósitos de *shoreface* que progradaram grandes distâncias, bacia adentro, em resposta às regressões forçadas. Cândido & Rostirolla (2007) argumentaram sobre a possibilidade da parte basal do Membro Tibagi compreender um trato de sistemas de mar alto. Por outro lado, a parte superior deste membro, que congrega corpos arenosos de progradantes a agradantes corresponderia a um trato similar ao trato de sistemas de margem de plataforma. Para esses autores, o interior do Membro Tibagi encerraria, portanto, um limite de sequência originado por uma discordância do tipo II (OLIVEIRA & PEREIRA, 2011).

A Formação Ponta Grossa apresenta um contexto geral transgressivo, contudo o Membro Tibagi (Eifeliano) apresenta arenitos relacionados a um evento regressivo progradante num trato de sistemas de mar baixo (BERGAMASCHI, 1999). Estaria situado, entre duas superfícies de inundação máxima devonianas, uma no Membro Jaguariaíva e outra no Membro São Domingos.

Já o membro São Domingos estaria relacionado a uma unidade de topo, constituída por uma seção de argilitos sílticos de idade Eifeliana-Frasniana (GRAHN *et al.*, 2013).

## 4 RESULTADOS

### 4.1 Descrições das Fácies Sedimentares

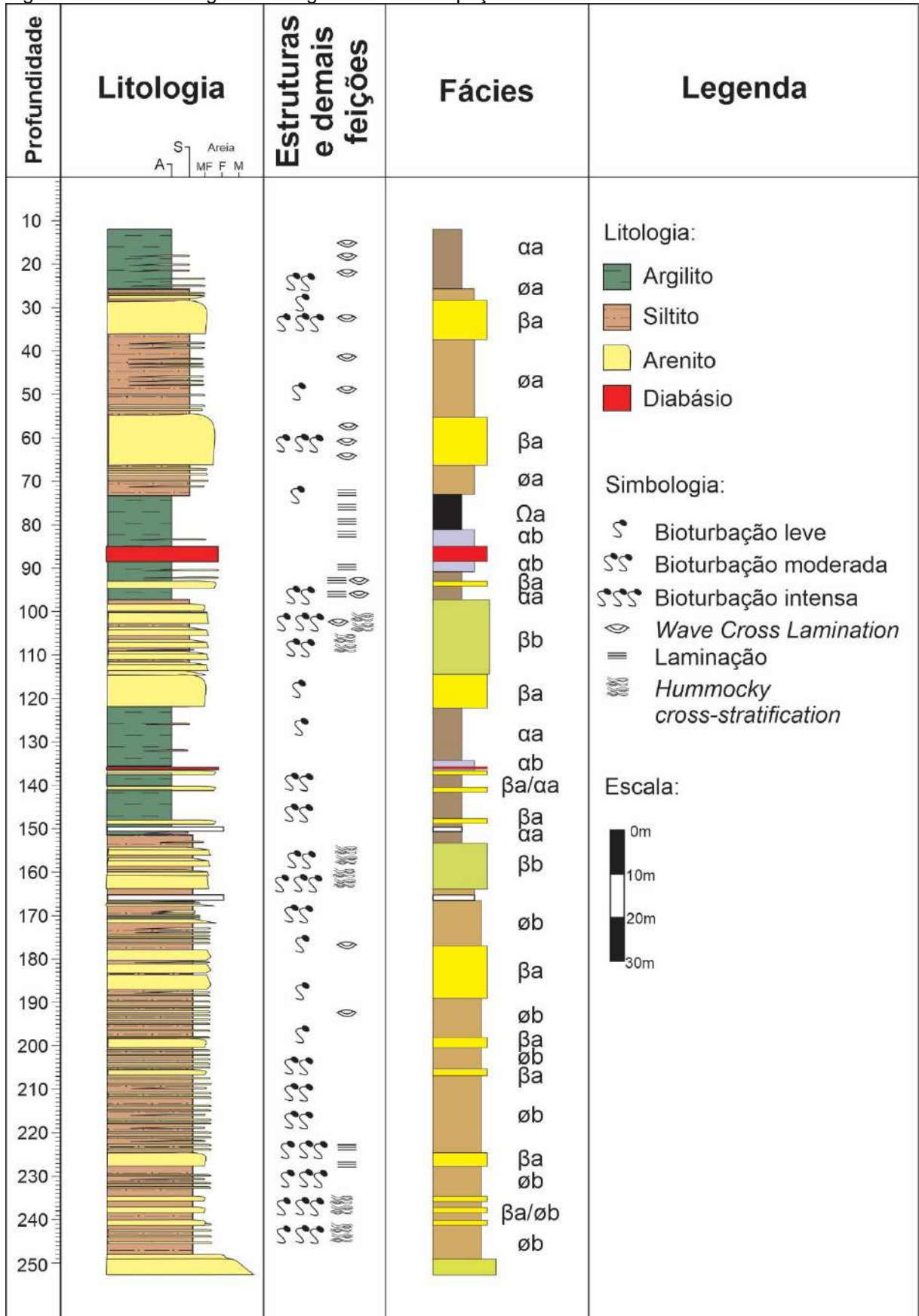
A partir da análise dos testemunhos do poço TBG-1-PR foi possível elaborar um perfil litológico/faciológico sintético (Figura 11) abrangendo todo o intervalo do Devoniano Inferior e parte do Devoniano Médio, referente a unidade litoestratigráfica da Formação Ponta Grossa. Com base nas descrições sedimentológica e petrográfica foram caracterizadas 7 fácies sedimentares, estas, interpretadas e nomeadas de:  **$\alpha$ a**,  **$\varnothing$ a**,  **$\beta$ a**,  **$\Omega$ a**,  **$\alpha$ b**,  **$\varnothing$ b**,  **$\beta$ b**. Para tanto, foi seguida a definição proposta por Holz (2012) de que fácies sedimentar é um corpo rochoso que apresenta determinado conjunto de características que permitem diferenciá-lo dos corpos rochosos adjacentes, e que foi depositado sob um determinado processo sedimentar relativamente constante.

Fácies sedimentares carregam consigo a conotação de ferramenta, com isto a integralização de dados feita para defini-las serve para descrever, entender e interpretar corretamente as particularidades ocorridas durante o período de deposição do registro sedimentar.

Na figura 12 são representados os aspectos gerais de cada uma das fácies, bem como, as características principais utilizadas nas divisões. As descrições de todas as fácies buscaram, de forma sucinta, destacar os principais atributos de modo a deixar claro a importância e a frequência, as quais foram observadas, destacando-se: as litologias predominantes, estruturas sedimentares e quando presentes aspectos diagenéticos, conteúdo fossilífero e atividade biogênica.



Figura 11 – Perfil litológico/faciológico sintético do poço TBG-1-PR



Fonte: O autor, 2020.

#### 4.1.1 Argilito e argilito siltico cinza escuro (αa)

**Descrição:** A fácies é composta por argilitos com coloração cinza com algumas porções um pouco mais escura, tais níveis provavelmente estão relacionados a teores de COT mais altos. A fácies αa é marcada por uma matriz argilosa, que confere caráter mais sedoso a rocha, com intercalações de camadas milimétricas de siltito fino a médio em meio a matriz argilosa, que podem também constituir acamamento riscado, com laminações plano paralela incipiente, micáceo, duro com presença de WCL (*wave cross lamination*). Também pode ser observado o aumento gradual da proporção de material siltico na base da camada.

Nesta fácies foi identificada a presença de fósseis de lingulídeo, principalmente nas porções superiores (por volta de 12 a 25 metros). Além disso, estruturas de origem biogênicas são observadas com intensidades, variando de fraca a ausente, desenvolvidas principalmente por organismos vermiformes.

**Interpretação:** A deposição desta fácies está relacionada a um ambiente de baixa energia, em domínio de costa afora (*offshore*), favorecendo a decantação de finos, com ocorrência de fluxos episódicos de mais alta energia capaz de depositar o material siltico e, por vezes, pequenos grãos de areia muito fina. As condições prevalentes foram redutoras, dado os teores elevados de carbono orgânico e a presença de minerais indicativos de ambiente redutor (pirita e siderita).

#### 4.1.2 Interlaminado de siltito cinza / arenito muito fino (øa)

**Descrição:** Interlaminados de siltito argiloso de coloração cinza a cinza claro, com laminação plano paralela, bioturbação variando de grau moderado a intenso, sendo comum a obliteração das estruturas sedimentares prévias, conferindo à rocha um aspecto mosqueado e arenito com granulometria, variando de fino a muito fino (centimétrico), com presença de *wave cross lamination* (WCL). Destaca-se a presença constante do icnogênero *Zoophycos isp*, por toda a fácies. Fósseis são raramente encontrados.

**Interpretação:** Fácies formada a partir da deposição de finos por decantação e, eventualmente, por fluxo trativo, alternado a fluxos de mais alta energia, trativos e oscilatórios, com posterior modificação por organismos, no domínio do *shoreface* inferior.

#### 4.1.3 Arenito muito fino maciço ( $\beta a$ )

**Descrição:** Arenito muito fino a fino de camadas decimétricas, com coloração variando de branco a cinza claro. Apresenta microestratificação cruzada por onda, e ocasionalmente, apresenta-se maciço. Os estratos desta fácies apresentam em geral bases abruptas planas a onduladas, sem registros erosivos, e topos ondulados, algumas vezes, representados por pequenos pulsos de granodecrescência ascendente. São descritas raras estruturas de carga e escape de fluídos. Quando ocorrem registros de bioturbação, estes variam de moderados a intensos. Ocasionalmente estão relacionados nódulos ferruginosos, nas porções mais basais do poço.

**Interpretação:** Fácies relacionada à deposição de sedimentos arenosos por processos de fluxos trativos e oscilatórios, em domínio de *shoreface* superior e inferior. A gênese de nódulos ferruginosos associa-se a processos de eodiagênese em ambientes de caráter oxidante (disponibilidade de  $Fe^{3+}$ ).

#### 4.1.4 Folhelho síltico com laminação plano paralela ( $\Omega a$ )

**Descrição:** Folhelho cinza escuro a preto, extremamente físsil, com laminação fina plano paralela em graus incipientes a intenso. O material mais argiloso confere à rocha uma textura mais sedosa ao tato. Concreções de sulfetos estão dispersas pela rocha alcançando, em sua maioria, dimensões centimétricas. Em geral, a rocha encontra-se extremamente fraturada, provavelmente relacionada influência de uma

soleira, o que, normalmente, dificulta a identificação de estruturas sedimentares e biogênicas, bem como de registros fósseis.

**Interpretação:** A fácies relaciona-se a uma sedimentação de baixa energia em um ambiente marinho relativamente mais distal (*offshore*), em condições anóxicas/disóxicas e provável baixa atividade de organismos.

#### 4.1.5 Siltito argiloso cinza claro termicamente afetado (ab)

**Descrição:** Siltito de coloração variando de esbranquiçado a cinza claro, termicamente afetado por contato com rocha intrusiva, extremamente duro em comparação a um siltito comum. As fraturas relacionadas ao processo intrusivo encontram-se preenchidas por sulfetos. No limite com a rocha ígnea, a granulometria do siltito diminui e pode ser observado metamorfismo de contato. Nenhum tipo de estrutura sedimentar ou biogênica pode ser identificada.

**Interpretação:** Rocha microclástica alterada termicamente por metamorfismo de contato, em resposta à presença de uma soleira de 3 metros de espessura.

#### 4.1.6 Arenito fino com ciclos de *finning upward* (βb)

**Descrição:** Arenito branco a cinza claro com granulometria variando de muito fino a fino. Apresenta ciclos *finning upward* decimétricos. Em geral, na base do ciclo é identificado um arenito branco com granulação muito fina a fina com estratificação cruzada HCS (*Hummocky Cross Stratification*), enquanto que o topo é composto por arenito branco muito fino com pequenos níveis siltico-argilosos, podendo se apresentar extremamente bioturbado (mosqueado). Entre os icnitos desta fácies são encontrados comumente os icnogêneros *Zoophycos isp*, *Planolites isp*, entre outros.

**Interpretação:** A fácies está relacionada à deposição de arenitos de *shoreface* inferior a *offshore*, sob ação de fluxos combinados gerados pela associação de fluxos oscilatórios de ondas de tempestade e correntes unidirecionais.

#### 4.1.7 Interlaminado siltito médio/ arenito fino (øb)

**Descrição:** Interlaminado composto por alternâncias de siltito médio cinza escuro com arenito fino esbranquiçado numa proporção 1:2 de silte, com espessura do acamamento variando de centimétrico a decimétrico. Apresenta laminação plano paralela e de baixo ângulo, tendo em alguns intervalos suas estruturas obliteradas por ação biogênica. A bioturbação, quando presente varia de fraca a intensa, com ocasional presença do icnogênero *Zoophycos isp.*

**Interpretação:** Essa fácies correlaciona-se a alternância de fases de deposição de mais baixa energia e fases de deposição de fluxos episódicos de mais alta energia, possivelmente relacionadas a eventos de tempestade, no domínio do shoreface inferior ao offshore. O aspecto maciço relaciona-se a atividade biogênica, a qual homogeneizou a rocha, obliterando a trama original.

Figura 12 – Fotografia de detalhe dos principais atributos faciológicos, que permitiram a interpretação de sete fácies sedimentares no poço TBG-1-PR



Fonte: O autor, 2020

## 4.2 Petrografia Microscópica

As análises petrográficas foram feitas baseadas nas descrições de seções delgadas de rochas microclásticas, coletadas do poço TBG-1-PR, referente, à Formação Ponta Grossa (Mb Jaguariaíva, Mb Tibagi e São Domingos). Para a definição dos intervalos laminados foram utilizados critérios como: intervalos regulares de coleta, com adensamento em zonas de interesse; Carbono Orgânico Total (COT) presentes no material argiloso; mudanças faciológicas abruptas.

A interpretação das microfácies levou em consideração as diferenças granulométricas, morfométricas, texturais e microestruturas físicas e biogênicas das rochas. Para uma interpretação dos ambientes deposicionais é necessário uma série de informações sobre a estratigrafia, sedimentologia, paleoecologia, geoquímica, icnologia, entre outros.

### 4.2.1 Classificação das Amostras

A partir dos dados sedimentológicos e icnológicos, foi possível estabelecer porcentagens granulométricas disponíveis na tabela 4 (proporção argila:silte:areia), organização sedimentar da lâmina, a presença de icnofósseis, as microestruturas e processos diagenéticos, além de uma composição mineralógica aproximada. Os dados quantitativos obtidos através das descrições petrográficas foram utilizados para a determinação nomenclatural das rochas microclásticas. Os valores plotados no Diagrama de Picard (1971), indicados na figura 13, registraram 7 classificações diferentes para as amostras laminadas, constatando-se, que a litologia está definida principalmente por argilitos sílticos, lamito síltico, siltitos arenosos e lamito arenoso. Indicando a predominância de material fino nas seções amostradas

Os dados obtidos através do microscópio eletrônico de varredura possibilitaram a identificação das assembleias mineralógicas constituinte do poço TBG-1-PR com um maior grau de precisão. Na maior parte das amostras foram identificados minerais não argilosos: quartzo, micas (biotita e muscovita), plagioclásio. Além disto, são

observados outros minerais, tais como: gipsita, pirita, hematita. Devido ao pouco aumento alcançado durante as análises de MEV, a identificação de argilominerais tornou-se de difícil caracterização. Contudo, em algumas amostras foi registrado a presença de illita e caulinita.

Tabela 4 - Análise granulométrica das amostras do poço TBG-1-PR

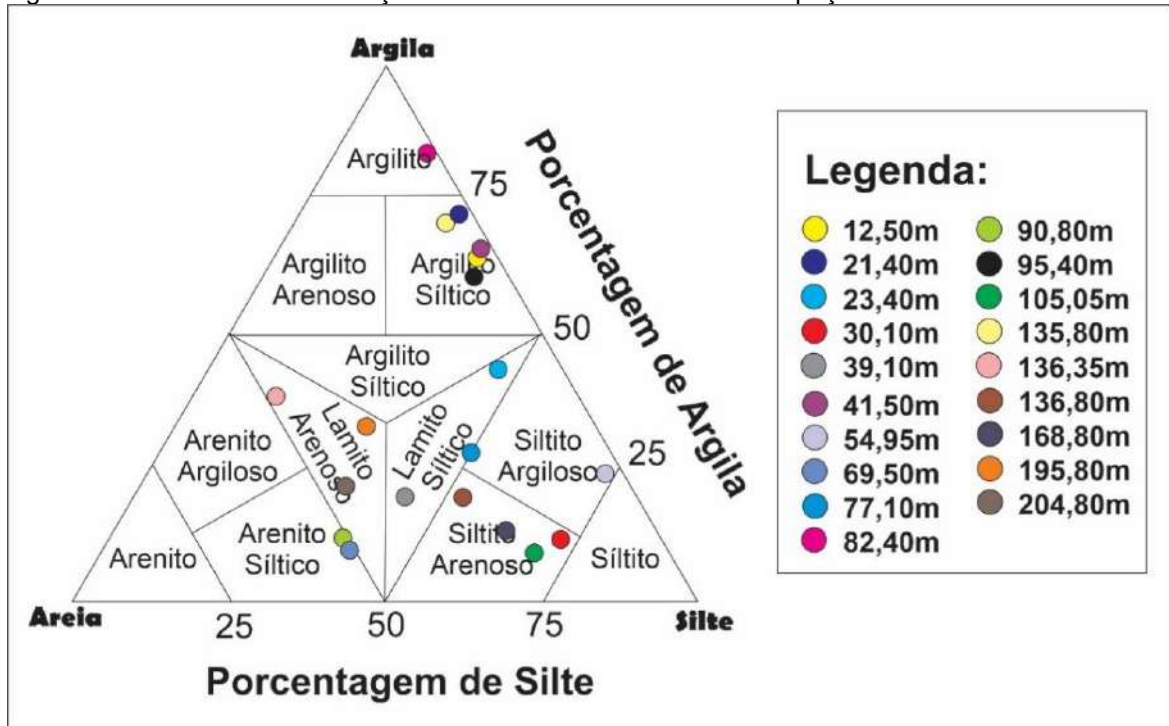
<b>AMOSTRAS</b>	<b>ARGILA (%)</b>	<b>SILTE (%)</b>	<b>AREIA MUITO FINA (%)</b>
<b>12,50m</b>	63	34	3
<b>21,40m</b>	73	25	2
<b>23,40m</b>	43	48	9
<b>30,10m</b>	12	72	16
<b>39,10m</b>	21	54	35
<b>41,50m</b>	65	31	4
<b>54,95m</b>	22	74	4
<b>69,50m</b>	11	38	51
<b>77,10m</b>	28	50	22
<b>82,40m</b>	81	17	2
<b>90,80m</b>	12	37	51
<b>95,40m</b>	57	36	7
<b>105,05m</b>	10	68	22
<b>135,80m</b>	54	34	22
<b>136,35m</b>	37	14	49
<b>136,80m</b>	20	48	32
<b>168,80m</b>	14	62	24
<b>195,80m</b>	32	28	39
<b>204,80m</b>	23	37	40

Legenda: Valores em porcentagem da granulometria presente em cada uma das amostras (argila:silte:areia)

Fonte: O autor, 2020



Figura 13 - Gráfico de classificação nomenclatural de amostras do poço TBG-1-PR.



Legenda: Segundo o padrão de distribuição das amostras no diagrama de Picard (1971), as litologias predominantes na análise petrográfica se referem a: argilito siltico, siltito arenoso, lamito arenoso e lamito siltico.

Fonte: O autor, 2020

#### 4.2.2 Descrições Petrográficas

Lâmina 12,50m:

Argilito siltico (63:34:3) de coloração marrom em nicóis cruzados, com mineralogia composta por: quartzo, plagioclásio, micas (muscovitas e biotitas), pirita e óxidos opacos, além de filmes de matéria orgânica.

A lâmina apresenta alternância a nível milimétrico de bandas de argilito laminado, com níveis de siltito grosso, marcando pequenas variações hidrodinâmicas no intervalo. Ocorrem também filmes de óxidos e nódulos opacos dispersos por toda a seção delgada. Nas bandas silticas, observam-se alguns poucos grãos de quartzo da fração areia fina dispersos. Em alguns locais ocorrem concentrações de matriz argilosa, provavelmente pela atuação biogênica do icnogênero *Helminthopsis* isp.

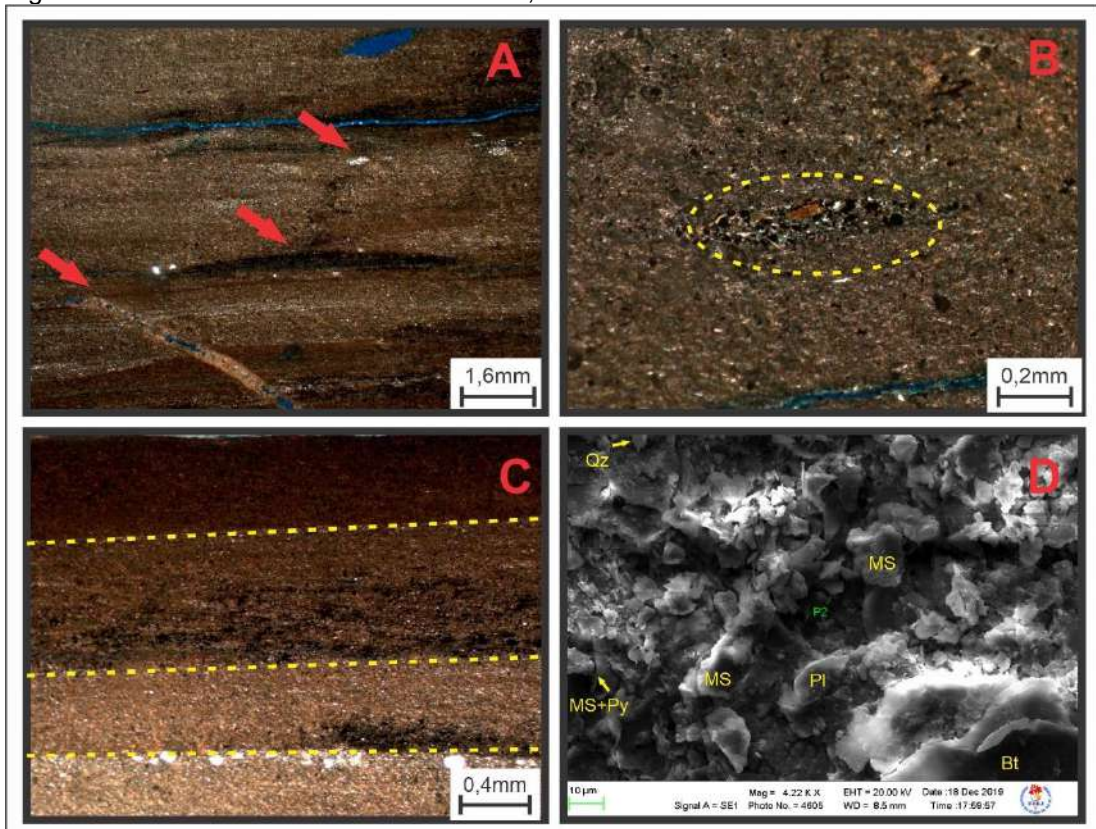
Nas partes da seção delgada onde a atividade biogênica é menos intensa, observam-se truncamentos causados por *wave cross lamination* (WCL), além de

acunhamentos de níveis argilosos em meio a lâminas silticas. Os contatos entre as camadas silticas e argilosas possuem estruturas de carga, as quais evidenciam sedimentação em ambientes subaquosos.

Devido a granulometria muito fina, a porosidade na rocha é praticamente inexistente. Já a bioturbação alcança classe 1, segundo Oliveiro (1994).

A análise de MEV foi feita com aumento de 4220 vezes, onde foi possível a confirmação de minerais previamente identificados na petrografia ótica, tais como: quartzo, plagioclásio, muscovita e biotita. Além da identificação do mineral pirita.

Figura 14 – Prancha de fotos da amostra 12,50m



Legenda: A) Setas vermelhas indicando, de cima pra baixo: icnogênero não definido, provável nível de M.O e fratura preenchida. (LT, NX, 1,25X) B) Presença de icnogênero. (LT, NX, 10X) C) Linha pontilhada indica separação entre níveis argilosos e níveis argilo-siltosos com provável concentração de M.O. (LT, NX, 5X). D) Imagem do MEV indicando os minerais: Bt – Biotita, MS – Muscovita, PI – Plagioclásio, Py – Pirita, Qz - Quartzo

Fonte: O autor, 2020.

Lâmina 21,40m:

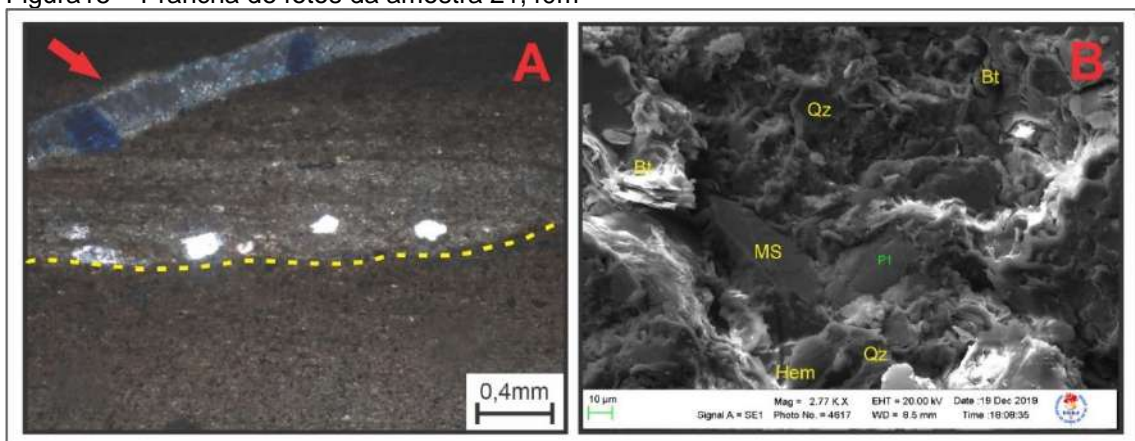
Argilito Siltico (59:39:2) de coloração marrom em nicóis cruzados, tem sua mineralogia primordial composta por grãos de quartzo, plagioclásios, micas (a maioria muscovitas) e argilominerais, além de grãos opacos não identificados.

A sessão delgada encontra-se finamente laminada, com laminação bem definida, tendo assim a microtrama um alto índice de organização, dado principalmente pela orientação das micas (muscovitas e biotitas). Apresenta intercalação entre níveis mais argilosos e mais silticos, com alguns truncamentos entre estas camadas. No nível siltico é possível observar em sua base um pequeno pavimento de grãos de areia fina, tal feição marca um novo pulso na lâmina, além de gerar estruturas de carga nos contatos entre as bandas.

Fraturas podem ser vistas por toda a lâmina. Alguns níveis argilosos possuem uma coloração mais escura, provavelmente, por apresentarem maior concentração de material orgânico, uma vez que este intervalo apresenta os melhores valores de COT do poço TBG-1-PR. A porosidade somente é observável nos níveis silticos e a atividade biogênica não foi percebida, podendo ser classificada como classe 0.

Na imagem do Microscópio eletrônico de varredura foi possível a identificação de algumas fases minerais principais, com destaque para presença do mineral hematita ( $Fe_2O_3$ ), confirmado pela análise de EDS.

Figura15 – Prancha de fotos da amostra 21,40m



Legenda: A) Pavimento siltico (linha amarela) com estrutura de carga e seta indicando fratura parcialmente preenchida. (LT, NX, 5X) B) D) Imagem do MEV indicando os minerais: Bt – Biotita, MS – Muscovita, Hem – Hematita, Qz – Quartzo

Fonte: O autor, 2020.

Lâmina 23,40m:

Lamito síltico (43:48:9) com composição mineralógica composta de forma simplificada por: quartzo, microclima, plagioclásio, micas, argilominerais e minerais opacos.

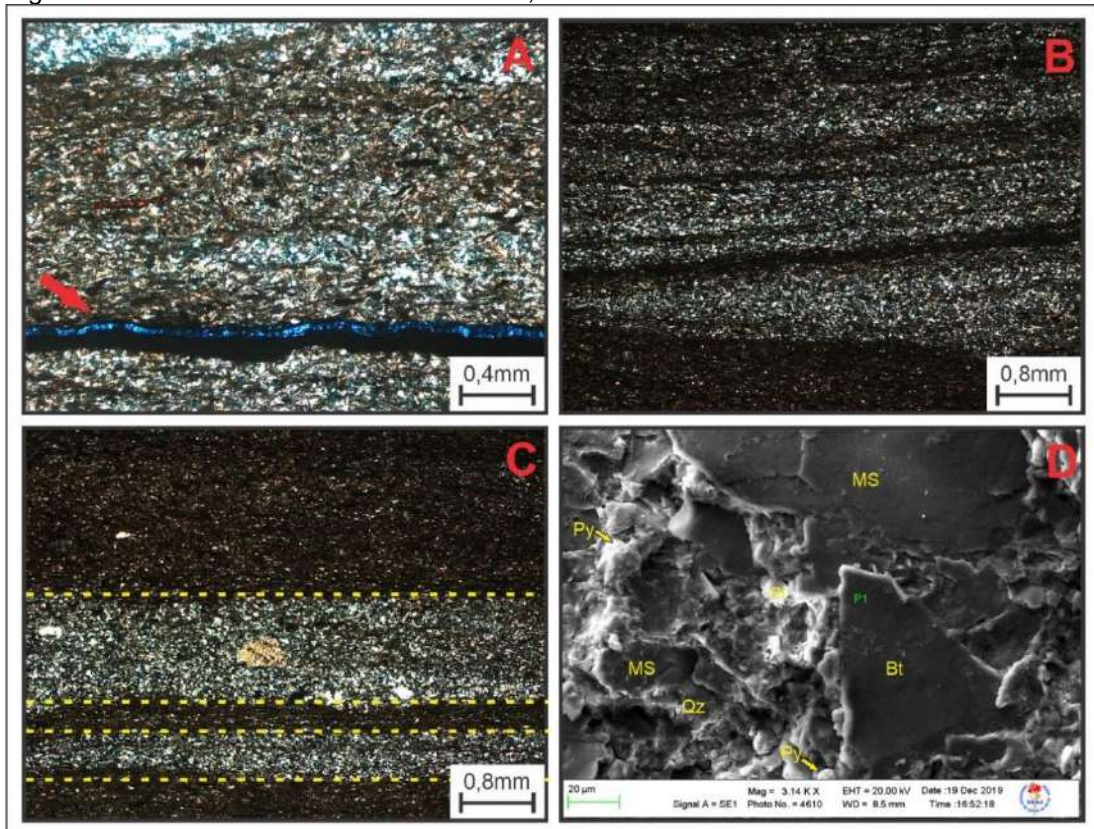
A lâmina apresenta alternância em níveis milimétricos de intervalos sílticos intercalados a intervalos argilosos, com presença de matéria orgânica em teores relativamente elevados. Devido à atividade biogênica, algumas concentrações de matriz argilosa apresentam formato arredondado com presença de materiais opacos (provavelmente cimentos óxidos/hidróxidos). Nestes locais, a laminação se torna pouco evidente devido à intensa presença de icnitos, que acabam reorganizando as disposições dos grãos; este retrabalhamento torna a microtrama caótica. Também, identifica-se a presença de truncamento do acamamento por *wave cross lamination* (WCL). A porosidade da rocha, em sua maioria, é secundária, formada por intensa atividade biogênica nas porções sílticas. As microfraturas presentes na amostra encontram-se preenchidas por cimento de óxido/hidróxido, com ocorrências também de *overgrowths* nos grãos de quartzo responsáveis por diminuição da porosidade.

Pela lâmina observa-se um material de coloração castanho-avermelhada (possível material orgânico). Em relação à bioturbação, a amostra enquadra-se como classe 2 de intensidade.

A mineralogia identificada através do MEV com um aumento de 3140 vezes, apresenta grandes grãos tabulares de micas (biotitas e muscovitas) disperso por toda a lâmina. Concentrações de pirita, mineral indicador de ambientes redutivos, podem ser observadas na amostra.



Figura 16 – Prancha de fotos da amostra 23,40m



Legenda: A) Fratura preenchida por óxido (LT, NX, 5X). B) Truncamento por WCL (LT, NX, 10X). C) Intercalação entre níveis argilosos e sílticos. (LT, NX, 5X). D) Predomínio de micas na seção do MEV (Bt – Biotita, MS – Muscovita, - Py – Pirita, Qz – Quartz).

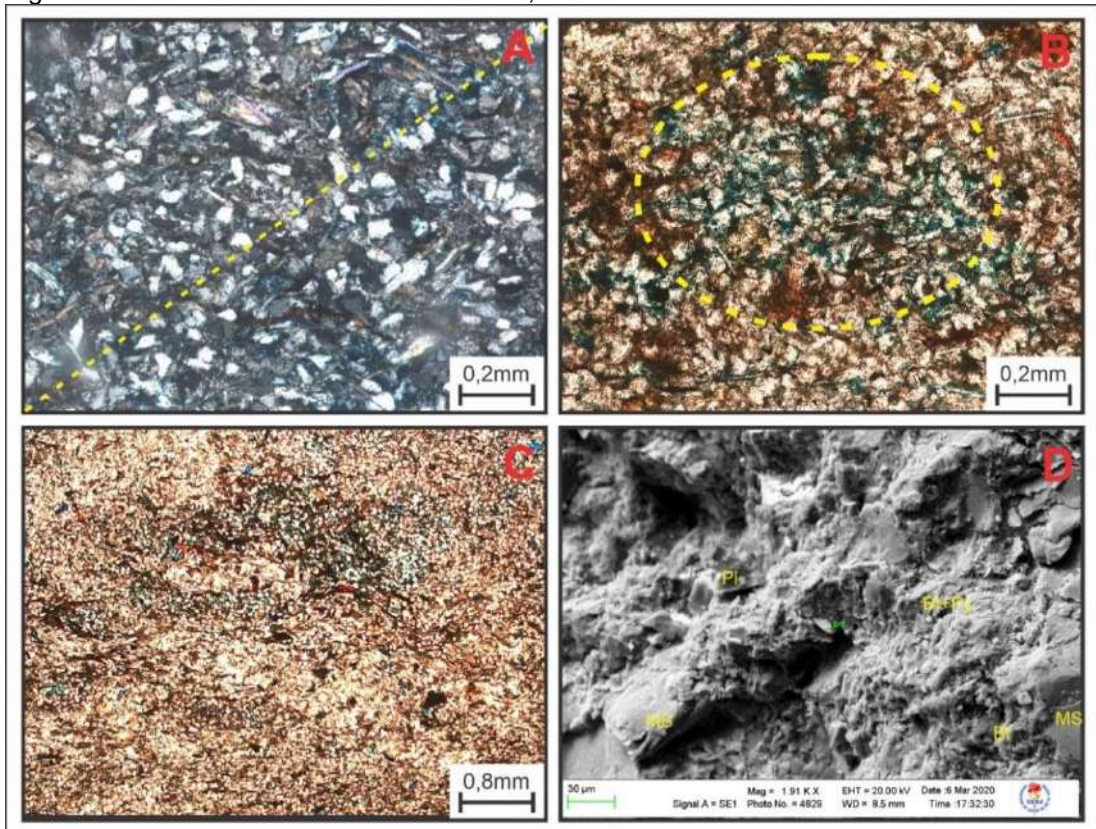
Fonte: O autor, 2020.

#### Lâmina 30,10m:

Siltito arenoso (12:72:16) com composição mineralógica simplificada dada por: quartzo, ortoclásio, plagioclásio, muscovita, argilominerais e opacos.

Amostra homogênea de textura maciça. Apresenta matriz argilosa, com laminação incipiente e grãos extremamente desorientados. Em determinadas seções, a lâmina apresenta pontual e intensa reorganização dos grãos por ação biogênica, eliminando sua microtrama original. Nestas áreas ocorre a introdução de matriz argilosa na microtrama sedimentar, em muitos casos alterando o padrão de porosidade. No geral, são identificáveis dois tipos de porosidade, primária (intergranular) e secundária (biogênica). Alguns grãos de quartzo apresentam feições diagenéticas de sobrecrescimento, o que corrobora com diminuição da porosidade. Por toda a lâmina é observável um material de coloração castanho-avermelhada (possível material orgânico) disperso. Com relação à bioturbação, a rocha está classificada como classe 2.

Figura 17 – Prancha de fotos da amostra 30,10m



Legenda: A) Aumento da porosidade por atividade biogênica de maior intensidade, na parte inferior da linha pontilhada (LT, NX, 10X) B) Porosidade por retrabalhamento biogênico (LT, N//, 10X). C) Matriz caótica por retrabalhamento biogênico. D) Imagem do MEV indicando os minerais: Bt – Biotita, MS – Muscovita, PI – Plagioclásio, Py – Pirita

Fonte: O autor, 2020.

#### Lâmina 39,10m:

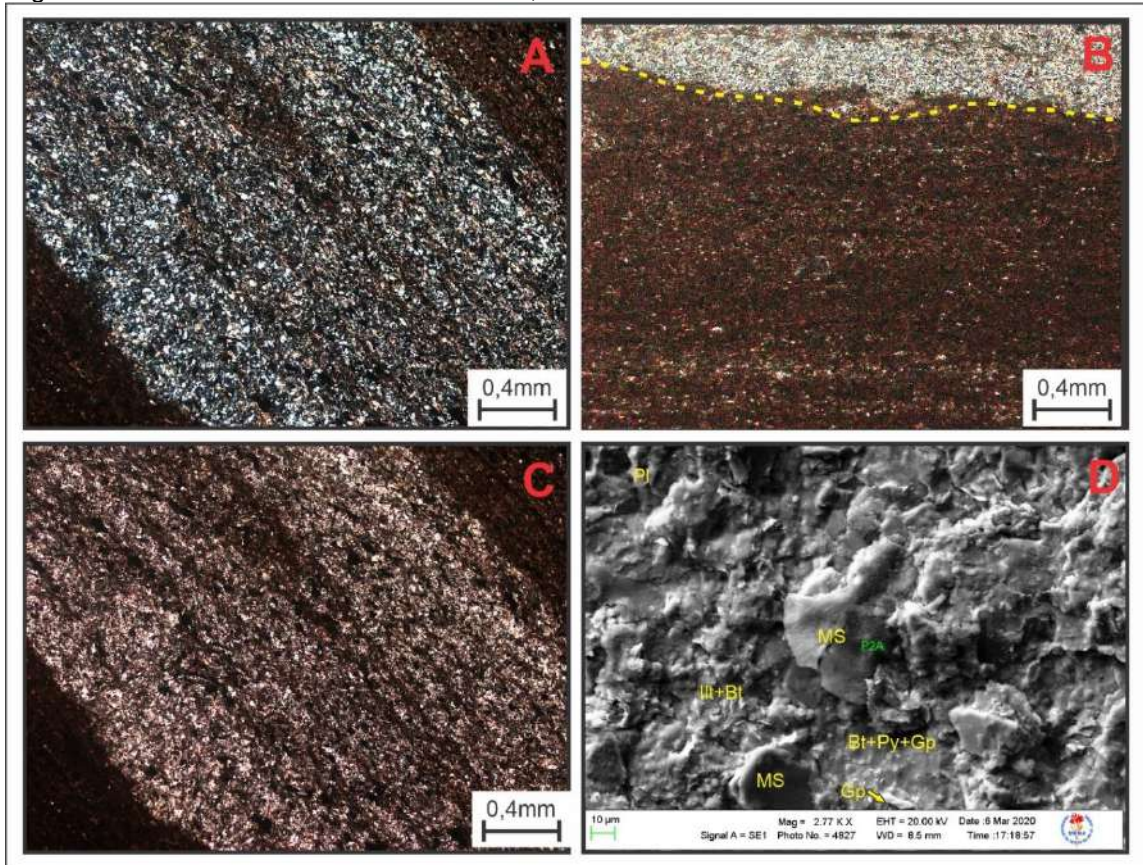
Lamito síltico (21: 54: 35) de coloração marrom escuro a cinza escuro em nicóis paralelos, com mineralogia simplificada composta por: quartzo, feldspato, plagioclásio, argilominerais, muscovita e biotita.

A amostra apresenta níveis de siltitos finamente laminados, intercalados com níveis milimétricos, cerca de 2mm de espessura, de arenito muito fino, com laminação interna bem desenvolvida e estrutura de carga na base, provavelmente relaciona-se a um pequeno nível de onda.

A análise de MEV a um aumento de 2710X aprofundou o conhecimento da mineralogia do intervalo 39,10m, evidenciado a presença dos minerais: muscovita, illita, biotita, quartzo, gipsita e pirita



Figura 18 – Prancha de fotos da amostra 39,10m



Legenda: A) Nível milimétrico de areia muito fina laminado (LT, NX, 5X). B) Estrutura de carga (LT, NX, 5X). C) Nível milimétrico de areia muito fina laminado (LT, N//, 5X). Imagem do MEV indicando os minerais: Bt – Biotita, Gp – Gipsita, Ill – Illita, MS – Muscovita, Pl – Plagioclásio, Py – Pirita

Fonte: O autor, 2020.

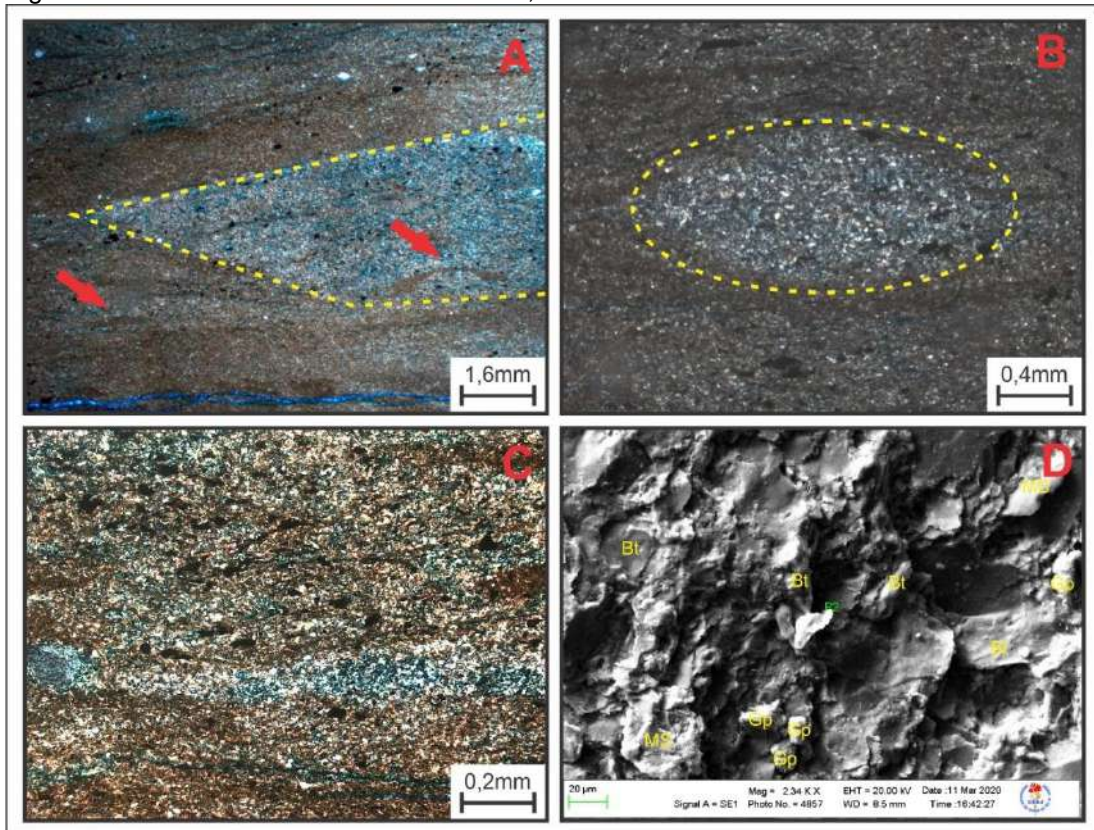
#### Lâmina 41,50m:

Argilito síltico (65:31:4) de coloração marrom-acastanhado. Lâmina caracterizada por alternância milimétrica de argilito e siltito, com muita matéria orgânica dispersa pelos níveis argilosos. A amostra apresenta intensa alternância na porosidade ao longo da lâmina, porém, a mesma está relacionada principalmente aos níveis sílticos. Nestes intervalos mais grossos é mais comum a porosidade mais representativa ser caracterizada como intergranular, contudo regiões intensamente bioturbadas apresentam porosidade secundária.

Nos níveis sílticos ocorrem segregações de grãos de granulometria anômala de quartzo e feldspato na fração areia fina. Nos intervalos sílticos também são observados níveis de formato acunhado, esta estrutura é provavelmente relacionada

a truncamentos por onda. A análise de MEV indica grande quantidade do mineral gipsita.

Figura 19 – Prancha de fotos da amostra 41,50m



Legenda: A) Truncamento lateral de níveis sílticos e argilosos (linha tracejada) e icnogênero *Helminthopsis isp* (setas vermelhas) (LT, NX, 1,25X). B) Retrabalhamento biogênico (círculo amarelo) (LT, NX, 5X). C) Trama caótica por retrabalhamento biogênico. D) Imagem do MEV indicando grande quantidade do mineral gipsita no intervalo analisado.

Fonte: O autor, 2020.

#### Lâmina 54,95m:

Siltito argiloso (22:74:4) de coloração acinzentada sobre nicóis cruzados. A mineralogia simplificada é composta por: quartzo, K-feldspatos, plagioclásio, muscovitas, argilominerais e opacos.

A matriz é heterogênea, sendo introduzida entre os grãos sílticos por ação biogênica, os grãos de biotitas estão completamente desorientados evidenciando a microtrama caótica. O padrão de porosidade encontra-se extremamente heterogêneo, devido à atividade biogênica. Em alguns níveis podem ser observados grãos anômalos de granulometria mais grossa de quartzo e feldspato, alguns deles em



fração areia média. A matéria orgânica presente na lâmina encontra-se dispersa, sendo muito difícil a discriminação das mesmas e os opacos. Os níveis presentes na amostra estão interlaminados e apresentam truncamentos entre as camadas, causados por ação de *wave cross lamination*.

Rocha intensamente bioturbada (classe 3) com porosidade secundária associada.

Figura 20 – Prancha de fotos da amostra 54,95m



Legenda: - A) Icnogênero *Terebelina isp* (seta vermelha) inserindo matriz argilosa em nível síltico (LT, NX, 5X). B) Clasto de feldspato (LT, NX, 5X). C) Grãos de biotitas reorganizadas em trama caótica (LT, NX, 10X). D) Grão de quartzo (LT, NX, 10X)

Fonte: O autor, 2020.

Lâmina 69,50:

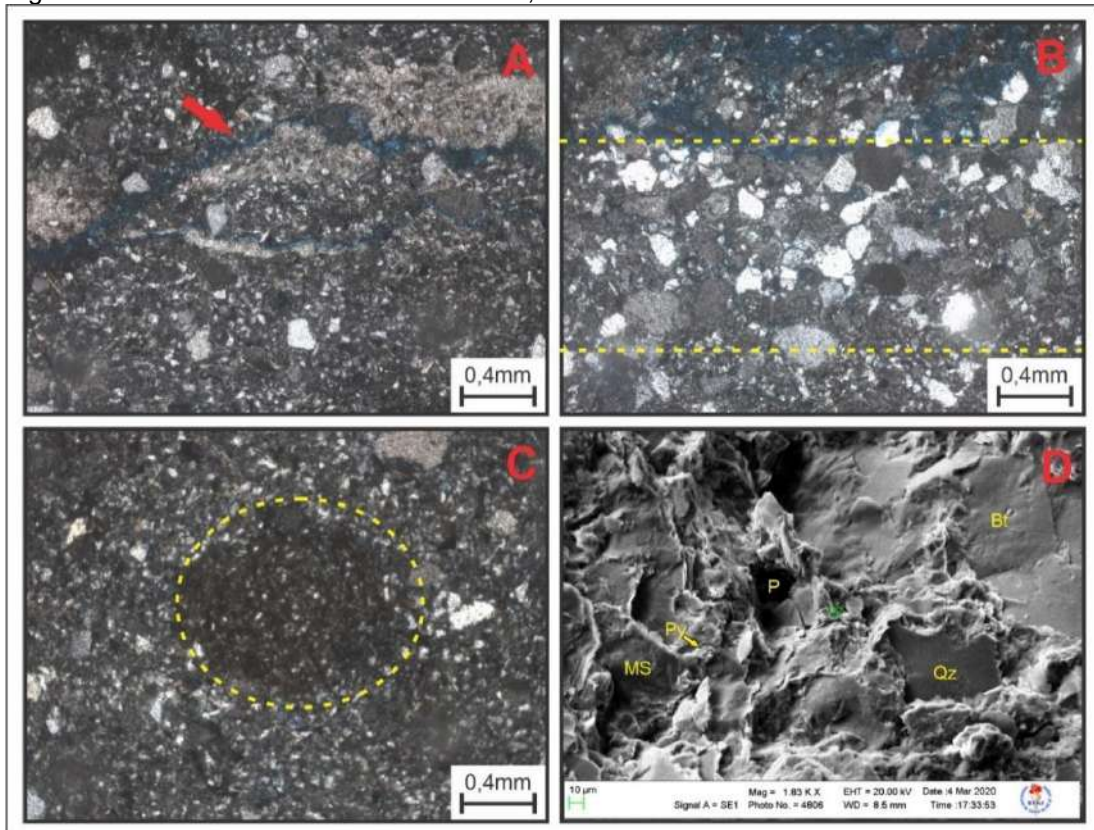
Arenito síltico (11:38:51) com mineralogia composta por: quartzo, plagioclásio, muscovitas, biotitas

A seção delgada não possui laminação aparente. A trama mineral é caótica, devido à atividade biogênica, que geram concentrações de matriz argilosa e cimento de óxido/hidróxido em formatos circulares/semicirculares. A amostra possui uma boa porosidade, sendo identificada porosidade intergranular e intragranular (observáveis

em microscópio óptico e MEV), além de porosidade causada por reorganização biogênica, porém, esta porosidade é diminuída devido à formação de cimento carbonático

Caracteriza-se também um nível mais grosso, fração areia média/fina, com ocorrência de sedimentação episódica de mais alta energia. As fraturas presentes na rocha, em sua maioria, encontram-se preenchidas por calcita, e por cimento silicoso nos espaços intergranulares.

Figura 21 – Prancha de fotos da amostra 69,50m



Legenda: A) Cimento carbonático preenchendo fratura (seta vermelha) (LT, NX, 5X). B) Nível de sedimentação de alta energia (LT, NX, 5X). C) Icnogênero causando concentração de material argiloso (LT, NX, 5X). D) Imagem do MEV com destaque ao registro de micro poros "P" e os minerais: Bt – Biotita, MS – Muscovita, Py – Pirita, Qz – Quartzo

Fonte: O autor, 2020

Lâmina 77,10m:

Siltito argiloso com laminação incipiente e matriz argilosa homogênea, dominada por pequenos pulsos com base abrupta e granodecrescência ascendente (*finning upward*), com base síltica e topo argiloso de espessura milimétrica. Os

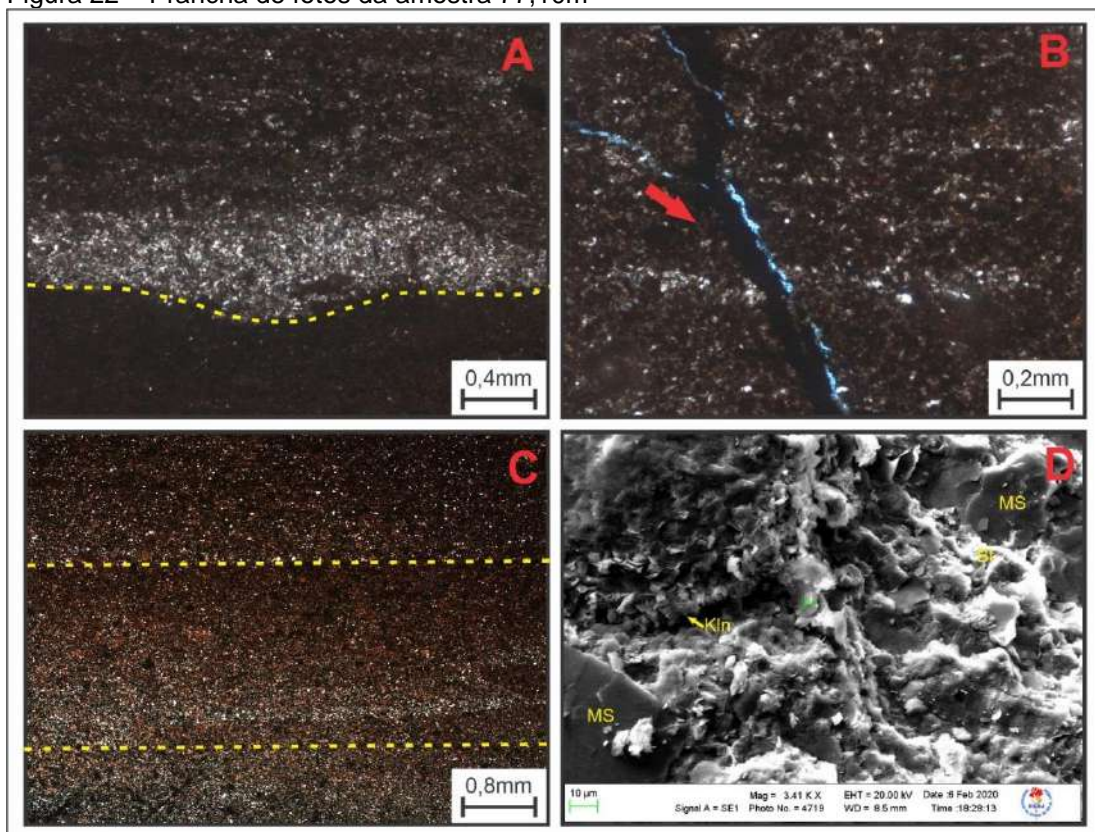


pequenos níveis sílticos truncam camadas argilosas, e, em alguns casos, são geradas microestruturas de carga na base, sugerindo sedimentação em ambiente subaquoso.

As estruturas biogênicas são raras, classificando assim a rocha como classe 1. Pequenos níveis sílticos, acunhados, estão dispersos em meio à matriz argilosa. Nódulos de pirita são encontrados por toda a lâmina.

A amostra possui microtrama caótica, não possuindo praticamente nenhuma porosidade primária, contudo porosidade fratural pode ser identificada. Apesar de haver fraturas não preenchidas e preenchidas por material opaco (óxido/hidróxido), as fraturas não preenchidas provavelmente são frutos do processo de laminação.

Figura 22 – Prancha de fotos da amostra 77,10m



Legenda: A) Micro estrutura de carga (linha tracejada) (LT, NX, 5X). B) Fratura preenchida por óxido/hidróxido (LT, NX, 10X). C) Ciclos milimétricos de fining upward (LT, NX, 5X). D) Imagem do MEV indicando provável presença de Caulinita (Kln), e franja de illita (Ill) nos cristais de muscovita (MS).

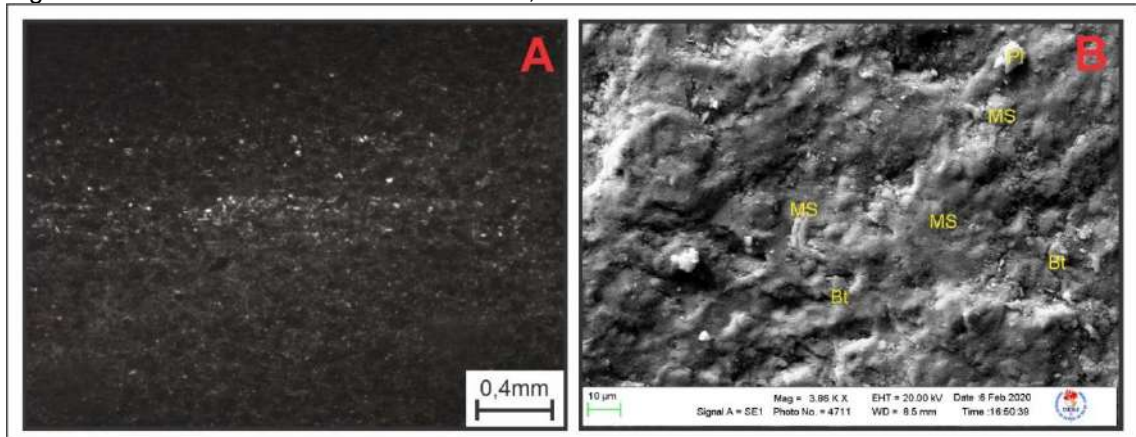
Fonte: O autor, 2020

Lâmina 82,40m:

Argilito (81:17:2) apresentando quase unicamente níveis argilosos, com presença de algumas lentes sílticas. Pontualmente, podem ser encontrados dispersos

pela matriz argilosa alguns grãos na fração areia. A rocha apresenta-se bem laminada, com presença de poucos corpos opacos. No MEV foi identificada uma grande quantidade de minerais micáceos.

Figura 23 – Prancha de fotos da amostra 82,40m



Legenda: A) Fotomicrografias mostrando matriz argilosa representativa da lâmina (LT, NX, 5X).  
B) Imagem de MEV com mineralogia composta por: Bt – Biotita, MS – Muscovita, PI – Plagioclásio.

Fonte: O autor, 2020

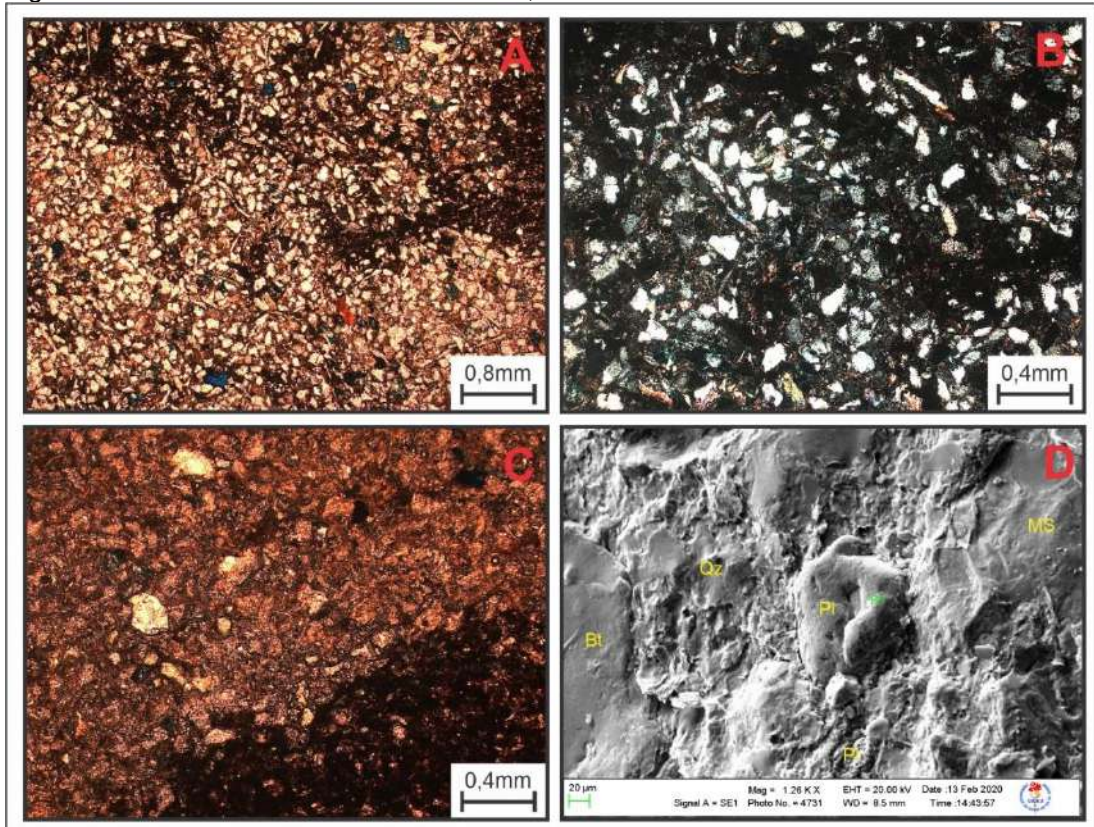
#### Lâmina 90,80m:

Arenito síltico (12:37:51) de coloração acinzentada, não possui matriz homogênea, a matriz argilosa está disposta pela lâmina de forma heterogênea extremamente reorganizada, provavelmente por atividade biogênica (classe 4), esta, concentrou as argilas de coloração marrom escuro a preto. Os grãos de silte e areia são angulosos e apresentam pouca a nenhuma organização, apresentando um aspecto mais maciço e desordenado, com distribuição disforme da matriz pelos níveis mais grossos.

O padrão desorganizado fica evidenciado, também, pela forma as quais os cristais de muscovita estão dispostos devido ao padrão mosqueado da rocha. A porosidade presente na lâmina, em sua maioria, é móldica, contudo, em menor quantidade pode ser observada porosidade gerada por fraturamento, quando a mesma já não foi preenchida pelo cimento de óxido. A atividade biogênica tende a diminuir a porosidade em todo o intervalo.



Figura 24 – Prancha de fotos da amostra 90,80m



Legenda: A) arenito fino argiloso mosqueado por bioturbação com porosidade irregular (LT, N//, 2,5X). B) Grãos de micas sem orientação preferencial (LT, NX, 5X). C) Arenito fino com concentrações de argila mosqueado. (LT, N//, 5X). D) Imagem do MEV com destaque aos minerais: Bt – Biotita, MS – Muscovita, PI – Plagioclásio, Qz – Quartzo.

Fonte: O autor, 2020

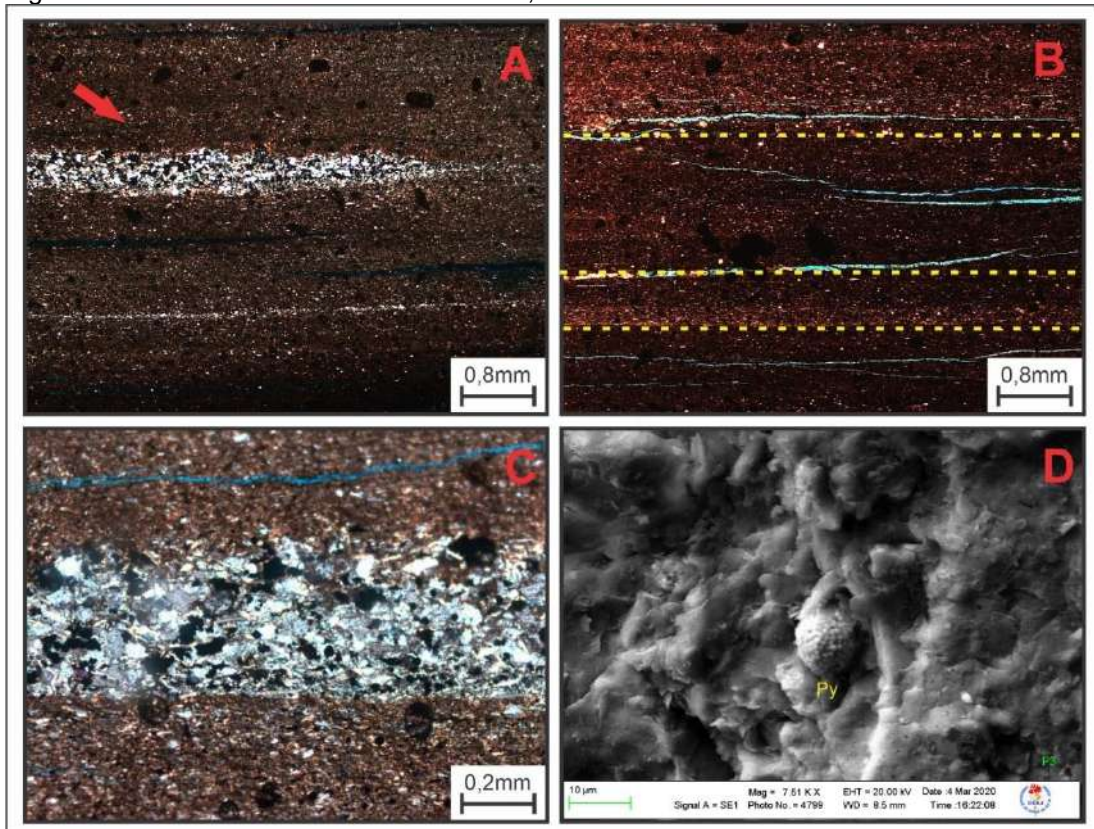
#### Lâmina 95,40:

Argilito síltico, de coloração marrom sobre nicóis paralelos. Mineralogicamente é composto por: quartzo, feldspato, plagioclásio, micas e argilominerais.

A lâmina se caracteriza pela alternância de pequenos pulsos milimétricos granodecrescentes ascendente (*finning upward*), com uma variação muito sutil de granulometria para o topo: a base normalmente é abrupta, formada por siltitos finamente laminados, e o afinamento para o topo culmina com um nível extremamente argiloso. Pela lâmina observa-se uma pequena lente de arenito muito fino que acunha rapidamente para as laterais.

Fragmentos de matéria orgânica, nódulos de pirita framboidal (destaque na imagem 24.D) e outros opacos são vistos em toda a seção delgada, porém a definição exata dos mesmos se torna um pouco mais complexa.

Figura 25 – Prancha de fotos da amostra 95,40m



Legenda: Fotomicrografias mostrando A) Lente síltica de formato acunhado em matriz argilosa. (LT, NX, 2,5X). B) Pulsos milimétricos de fining upward (LT, NX, 2,5X). C) Pavimento síltico em matriz argilosa (LT, NX, 10X). D) Pirita framboidal em destaque (Py).

Fonte: O autor, 2020

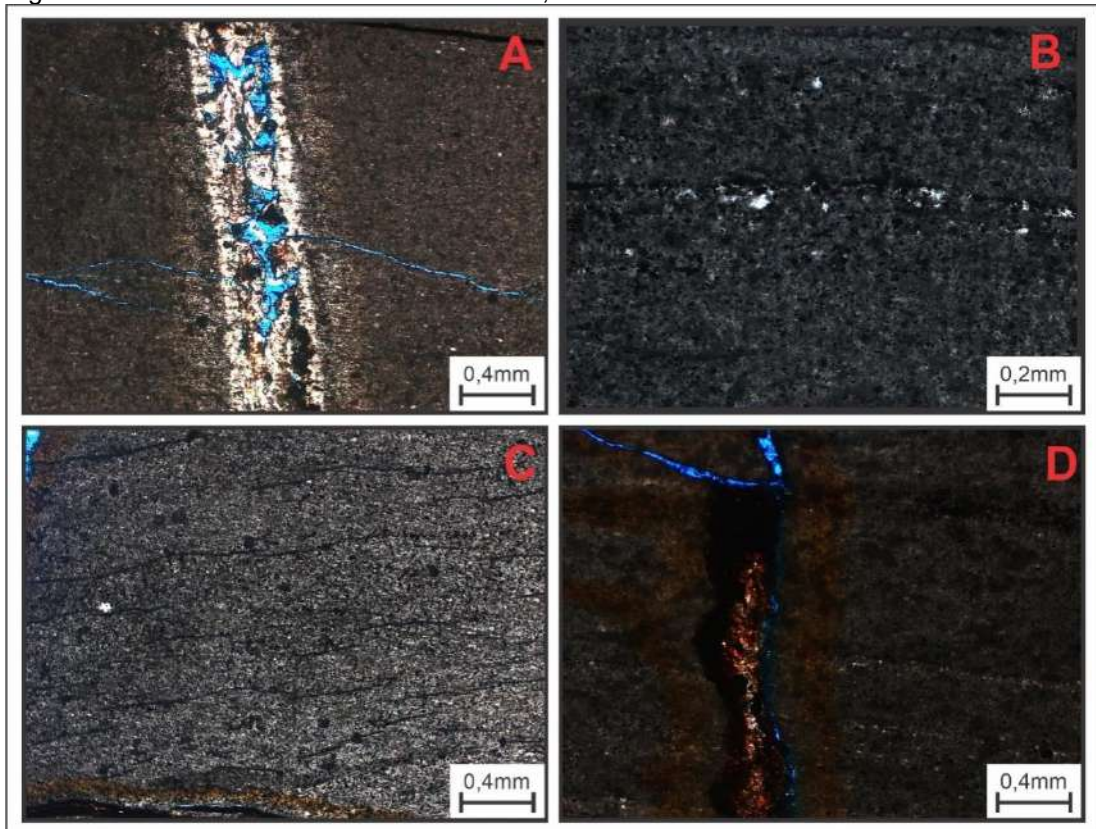
#### Lâmina 135,80m:

Argilito síltico com coloração cinza escuro em nicóis cruzados. Com mineralogia simplificada composta por: quartzo, feldspato, micas, argilominerais, gipsita e pirita. Rocha de textura extremamente fina, apresenta finos traços pretos descontínuos de material opaco, levemente oblíquos ao bandamento. Estão dispersos pela lâmina pequenos grãos arredondados e opacos, que são provavelmente pequenos nódulos de pirita.

A rocha apresenta um pequeno grau de deformação, sendo levemente crenulada, tal estrutura pode ser associado ao efeito da rocha intrusiva presente no poço. As fraturas presentes na lâmina estão parcialmente preenchidas por óxidos e em alguns casos gipsita, preenchimento este, provavelmente relacionado a fluidos que percolaram a estrutura. A bioturbação é classificada como grau 0, sendo praticamente inexistente.



Figura 26 – Prancha de fotos da amostra 135,80m



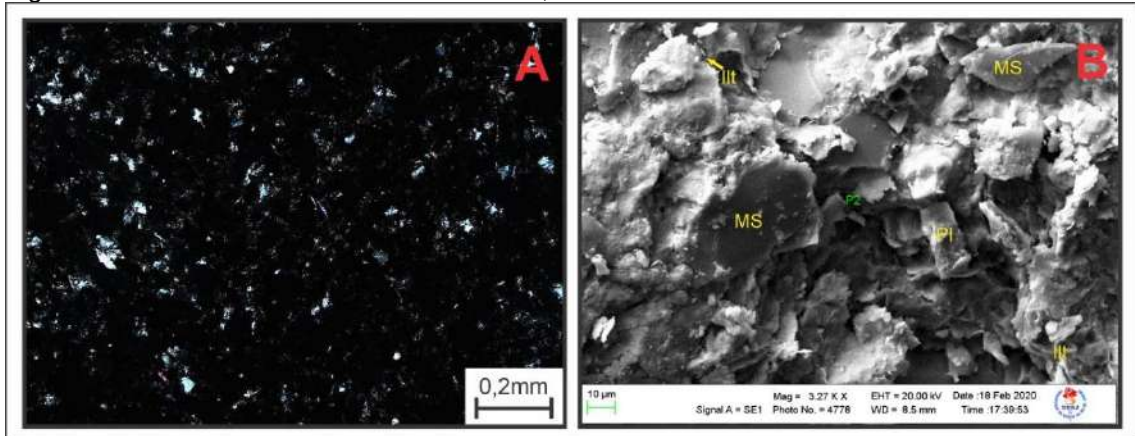
Legenda: A) Fratura parcialmente preenchida (LT, NX, 5X). B) Matriz argilosa com minerais opacos e nódulos de pirita dispersos (LT, NX, 10X). C) Traços pretos descontínuos de material opaco levemente oblíquos ao bandamento (LT, NX, 5X). D) Fratura preenchida por óxido/hidróxido (LT, NX, 5X).

Fonte: O autor, 2020

#### Lâmina 136,35:

Lamito arenoso (37: 14: 49) muito fino com grandes quantidades de matriz argilosa. Apresenta coloração cinza escuro em nicóis paralelos, com mineralogia composta por: quartzo, feldspato, muscovita detrítica e argilominerais disseminados por toda a rocha. A rocha provavelmente encontra-se levemente alterada termicamente o que dificulta a definição de estruturas prévias, tanto de origem física, quanto de origem biogênica.

Figura 27 – Prancha de fotos da amostra 136,35m



Legenda: A) matriz argilosa maciça (LT, NX, 10X). B) Imagem do MEV indicando sobrecrescimento de illita nos grãos de muscovita e mineralogia indicada em amarelo: Ill – Illita, Ms – Muscovita, Pl – Plagioclásio

Fonte: O autor, 2020

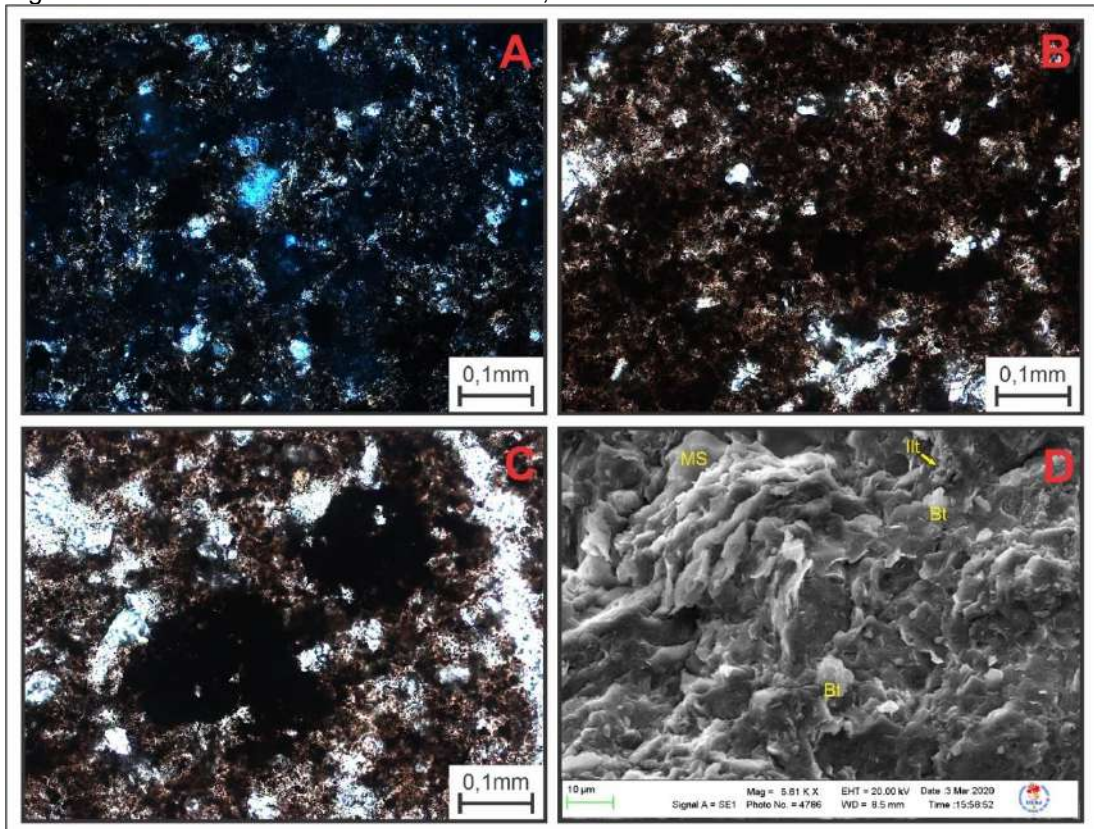
#### Lâmina 136,80m:

Siltito arenoso com matriz argilosa e coloração cinza escura, possui textura maciça e homogênea, sem nenhum tipo de laminação.

A seção delgada apresenta muitas fissuras, logo, estruturas semelhantes a veios subparalelos, relevo muito baixo em nicóis cruzados e isotropia, são prováveis defeitos ocorridos durante a laminação (buracos). Por toda a matriz argilosa são observados pequenos nódulos opacos de agregados de pirita, além disso encontra-se um material fino de birrefringência amarelada que provavelmente são agregados de illita, que crescem a partir da alteração de feldspatos e muscovita. A rocha possui atividade biogênica, tornando-a grau 1 na escala de bioturbação



Figura 28 – Prancha de fotos da amostra 136,80m



Legenda: Fotomicrografias mostrando A) Arenito com matriz rico em quartzo e minerais opacos. (LT, NX, 20X). B) Arenito com matriz rico em quartzo e minerais opacos. (LT, N//, 20X). C) Possível nódulo de pirita (LT, N//, 20X). D) Imagem do MEV destacando seção micácea (Bt – Biotita, Ilt – Illita, Ms – Muscovita).

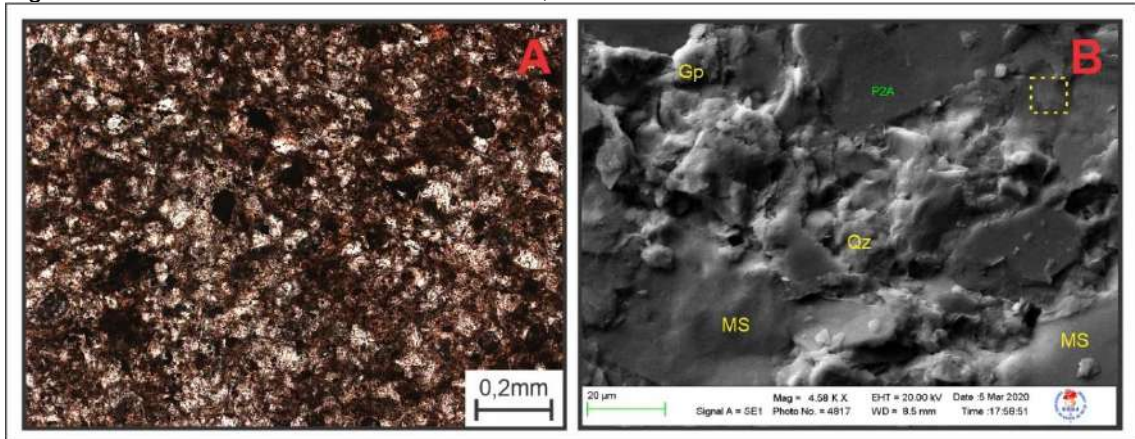
Fonte: O autor, 2020

#### Lâmina 168,80m:

Siltito arenoso (17:31:52) variando de areia fina a muito fina com mineralogia composta por: quartzo, feldspato, muscovita, biotita, illita e caulinita.

A seção delgada possui textura maciça sem organização e laminação aparente, apresenta classe 1 de bioturbação, sendo registrado apenas na matriz argilosa. Em objetivas de grande aumento é possível em algumas áreas observar a presença de caulinita e illita como produto da alteração de feldspatos ou a transformação da muscovita. Por toda a lâmina são identificadas finas concentrações de pirita dispersa e matéria orgânica com um formato alongado.

Figura 29 – Prancha de fotos da amostra 168,80m



Legenda: A) siltito arenoso com matriz argilosa (LT, N//, 10X). B) Imagem do MEV indicando mineralogia composta por: Gp – Gipsita, Ms – Muscovita, Qz - Quartzo

Fonte: O autor, 2020

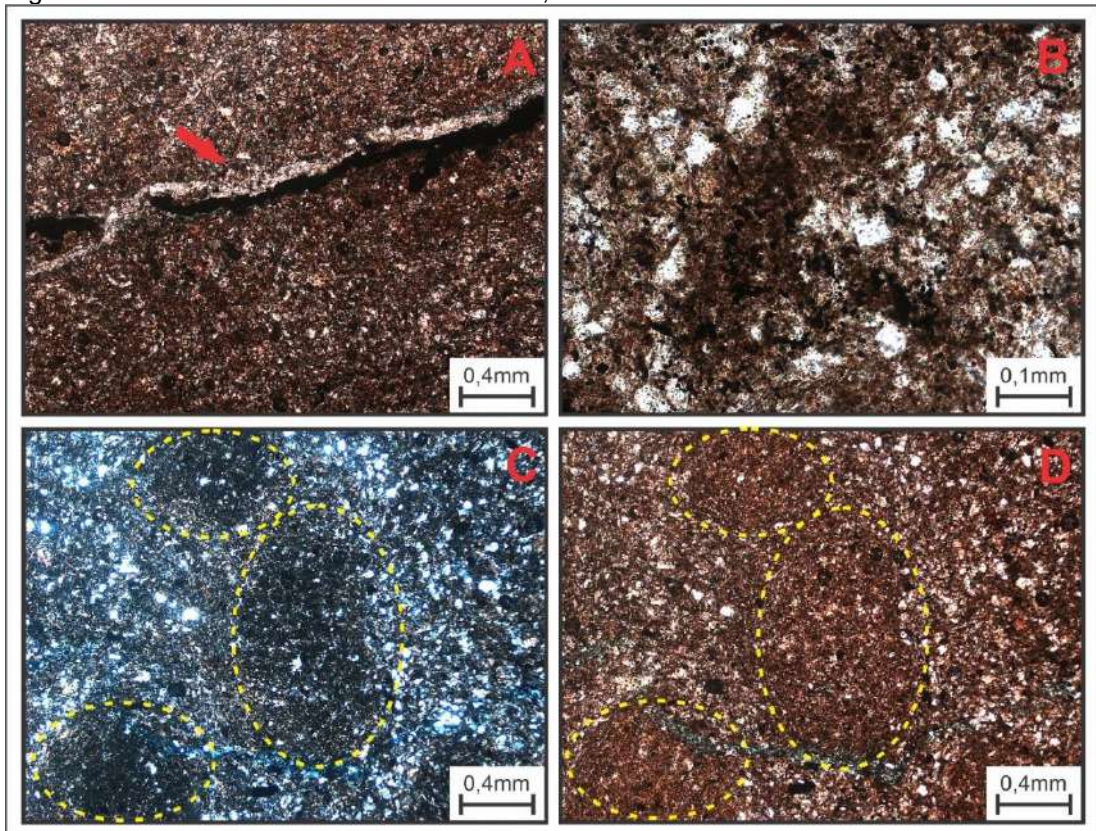
#### Lâmina 195,80:

Lamito arenoso (33:28:39) maciço, de coloração castanho-escuro sobre nicóis paralelos, arcabouço dominado por grãos de quartzo e feldspatos na granulometria areia muito fina e silte grosso, a matriz é formada por material argiloso, que em muitos casos estão concentrados em áreas semicirculares, onde provavelmente o material foi reorganizada por uma intensa ação biogênica, o que permite classificar a rocha como grau 3 de bioturbação segundo Oliveiro (1994). Por toda a matriz identifica-se matéria orgânica finamente disseminada.

Microfraturas presentes na lâmina estão preenchidas por material opaco, possivelmente óxidos/hidróxidos, além de uma geração mais recente de calcita, que em algumas fraturas atravessam o material opaco.



Figura 30 – Prancha de fotos da amostra 195,80m



Legenda: A) Microfratura preenchida por material opaco e geração mais recente de calcita (LT, N//, 5X). B) Arenito fino com matriz argilosa e matéria orgânica (LT, N//, 20X). C) Concentrações semicirculares de material argiloso por bioturbação (LT, NX, 5X). D) Concentrações semicirculares de material argiloso por bioturbação (LT, N//, 5X).

Fonte: O autor, 2020

#### Lâmina 204,80m:

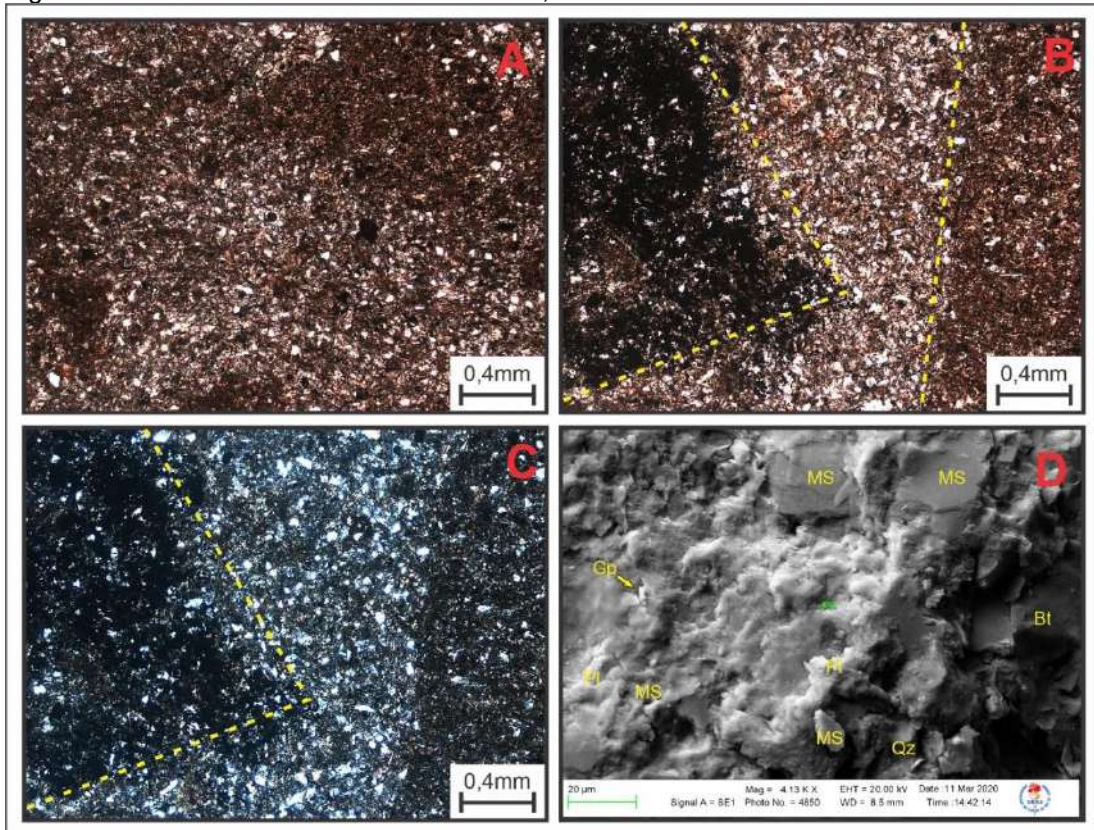
Lamito arenoso (23:37:40) maciço, com granulometria do arcabouço indo de areia muito fina a silte grosso. Rocha de coloração marrom sobre nicóis paralelos, com intensa atividade biogênica (grau 4), formando um padrão mosqueado onde não é possível definir estruturas preexistentes.

Toda a matriz é formada por material argiloso, que em muitos casos encontram-se remobilizados de forma a se concentrar em algumas seções da lâmina, com um formato alongado diferente das concentrações semicirculares da lâmina 195,80m. Por toda a matriz identifica-se matéria orgânica finamente disseminada.

A grande quantidade de material opaco encontrada na lâmina está provavelmente relacionada a concentrações de óxidos na matriz argilosa, bem como alguns grãos de pirita disseminados pela amostra.

A imagem do MEV feita com o aumento de 4170X destaca algumas fases minerais pertencentes ao intervalo, destacando a variação composicional do intervalo 204,80m

Figura 31 – Prancha de fotos da amostra 204,80m



Legenda: A) Divisão entre seção com matriz argilosa concentrada e sem matriz concentrada (LT, N//, 5X). B) Seções alongadas de material argiloso causada por concentração biogênica e concentração anômala de material opaco. (LT, N//, 5X). D) Imagem do MEV destacando a variação mineralógica do intervalo (Bt – Biotita, Gp – Gipsita, Ms – Muscovita, Pl – Plagioclásio, Qz - Quartzo)

Fonte: O autor, 2020

### 4.3 Síntese de Microfácies

Todas as amostras do poço TBG-1-PR, foram divididas em três grupos principais: um mais argiloso, um mais siltico e um arenoso. Sendo mais comum as fácies de menor granulometria nas porções superiores e as de maior granulometria nas fácies inferiores do poço

Foram identificadas seis microfácies, nomeadas de MF1 a MF6, tendo como base o teor de argila, silte, areia, componentes do arcabouço, icnogêneros, classe de



bioturbação, ausência ou presença de laminação, presença de matéria orgânica e interpretação dos resultados em termos de profundidade da coluna de água e ambientes deposicionais.

A microfácies MF1 apresenta um argilito síltico, finamente laminado e muito bem orientado. Possui bioturbação com classes indo de 1 (raro) a 2 (moderada). Esta microfácies possui altos teores de carbono orgânico total (COT). Esta fácies está relacionada a um ambiente marinho relativamente profundo com oscilações de processos decantativos, com fluxos turbulentos de baixa densidade em ambientes anóxicos/redutor, com baixa produtividade de micro-organismos. Essa fácies é característica das amostras 12,50m; 41,50m; 95,40m. A Microfácies MF1 é representada na figura 32 com suas amostras características.

A microfácies MF2 é caracterizada por um argilito síltico, finamente laminado e muito bem orientado. Apresenta-se pouco a moderadamente bioturbado, possuindo os mais altos teores Carbono Orgânico Total (COT) do poço TBG-1-BR, isto fica explicitado pelas grandes quantidades de matéria orgânica encontradas. Esta microfácies está relacionada a um ambiente marinho transgressivo, representando provavelmente SIMs (Superfícies de Inundação Máxima), em condições deposicionais de fundo anóxicas/disóxicas e sem produtividade de micro-organismos. Está relacionada às amostras 21,40m; 82,40m; 135,80m. Na figura 33 é apresentada a Microfácies MF2 e as rochas características.

A microfácies MF3 é caracterizada na amostra 54,95m do poço TBG-1-PR. Esta é definida por um siltito argiloso com litoclastos, finamente laminado com retrabalhamento biogênico em porções mais argilosas. Processo decantativo com pulsos de mais alta energia em ambiente subaquoso, com produtividade de micro-organismos. Na figura 34 é apresentada a Microfácies MF3 e as rochas características.

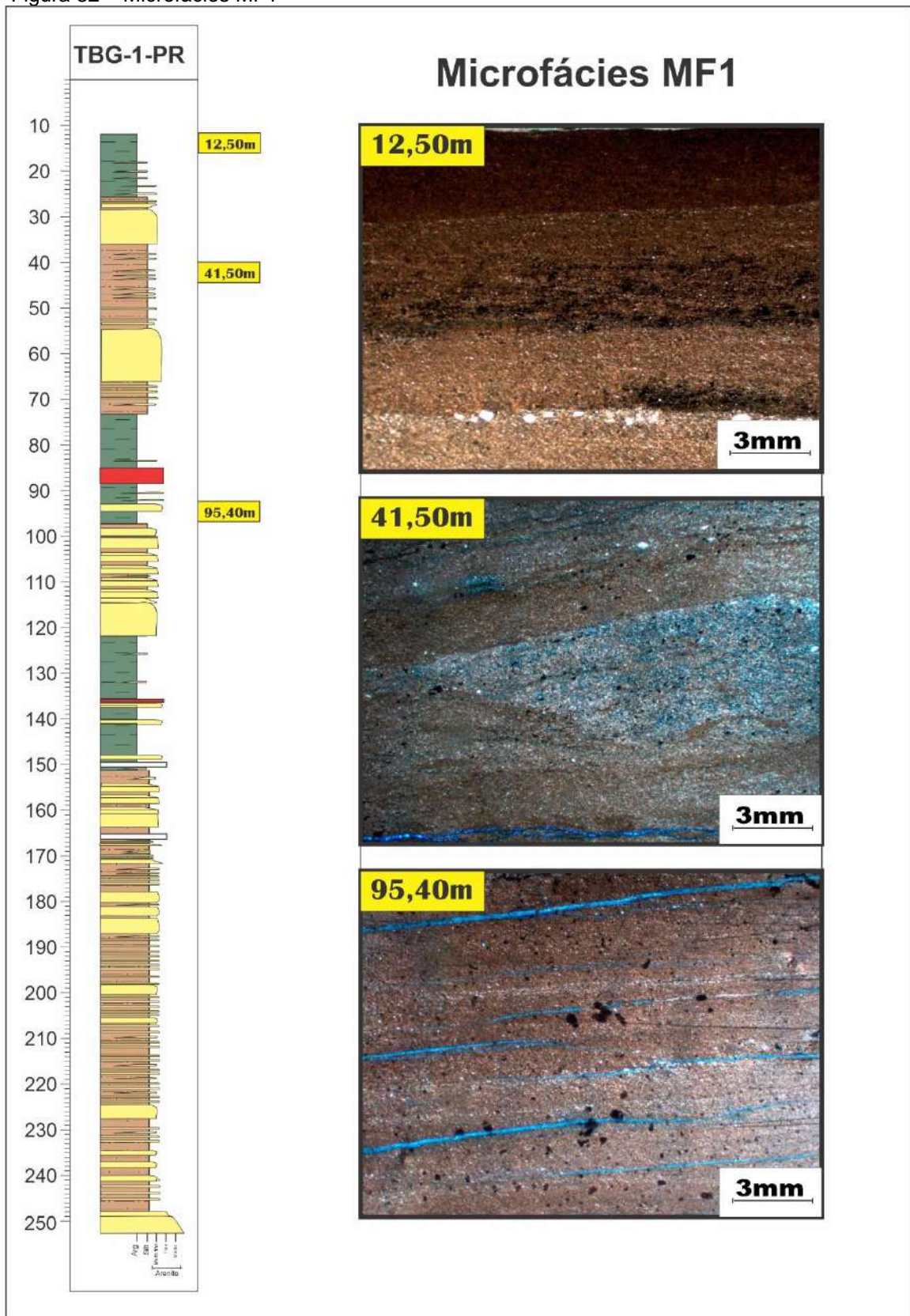
A microfácies MF4 apresenta um siltito argiloso, composto por grãos de silte variando de fino a grosso intercalando-se a argilas com estruturas de carga nas bases dos pavimentos sílticos. A microtrama é bem orientada e pontualmente bioturbada na matriz argilosa. A presença elevada de material argiloso com presença de algumas lentes sílticas está relacionada a um processo decantativo em ambiente subaquoso, em ambiente oxidante com produtividade de micro-organismos, com ocasional ação

de correntes hidrodinâmicas. É representada nas amostras 23,40m; 39,10m; 77,10m. Na figura 35 é apresentada a Microfácies MF4 e as rochas características.

A microfácies MF5 é individualizada por siltitos arenosos compostos por grãos detríticos de quartzo, feldspato e muscovita, com granulometria variando de silte a areia muito fina intercalando-se a argila. A matriz argilosa ocorre concentrada por atividade biogênica com microtrama caótica. Esta fácies relaciona-se diretamente à sedimentação em ambiente subaquoso, disóxido/oxidante, com grande variação na energia do fluxo e alta produtividade de organismos. As amostras 30,10m; 136,80m; 168,80m são características desta fácies e estão representadas na figura 36.

A microfácies MF6 apresenta as maiores granulometrias de todo poço, sendo caracterizada por um arenito variando de muito fino a médio, mosqueado por bioturbação intensa, possuindo as menores quantidades de matéria orgânica. Esta microfácies está relacionada a depósitos marinho-raso, acumulados pela alternância de fases de mais alta energia, com fases de baixa energia. O padrão mosqueado é causado por atividade biogênica sobre substrato arenoso com finas intercalações de níveis finos. As lâminas 69,50m; 90,80m; 136,35m; 195,80m e 204,80m são as que melhor representam a Microfácies MF6 e a figura 37 apresenta as amostras características.

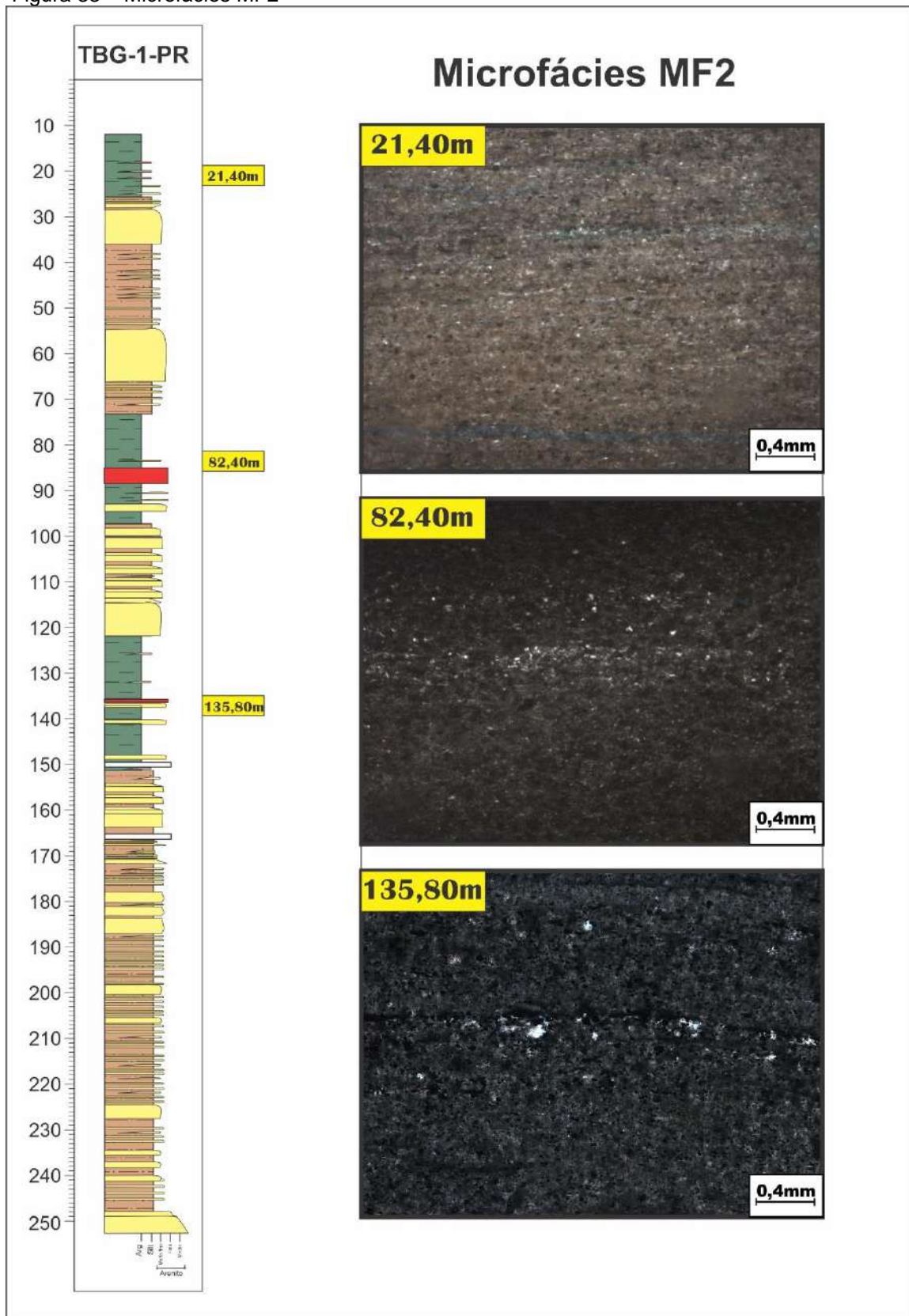
Figura 32 – Microfácies MF1



Legenda: Argilito síltico, finamente laminado e muito bem orientado. Possui bioturbação com classes indo de 1 (raro) a 2 (moderada). Esta microfácies possui altos teores de carbono orgânico total (COT).

Fonte: O autor, 2020

Figura 33 – Microfácies MF2

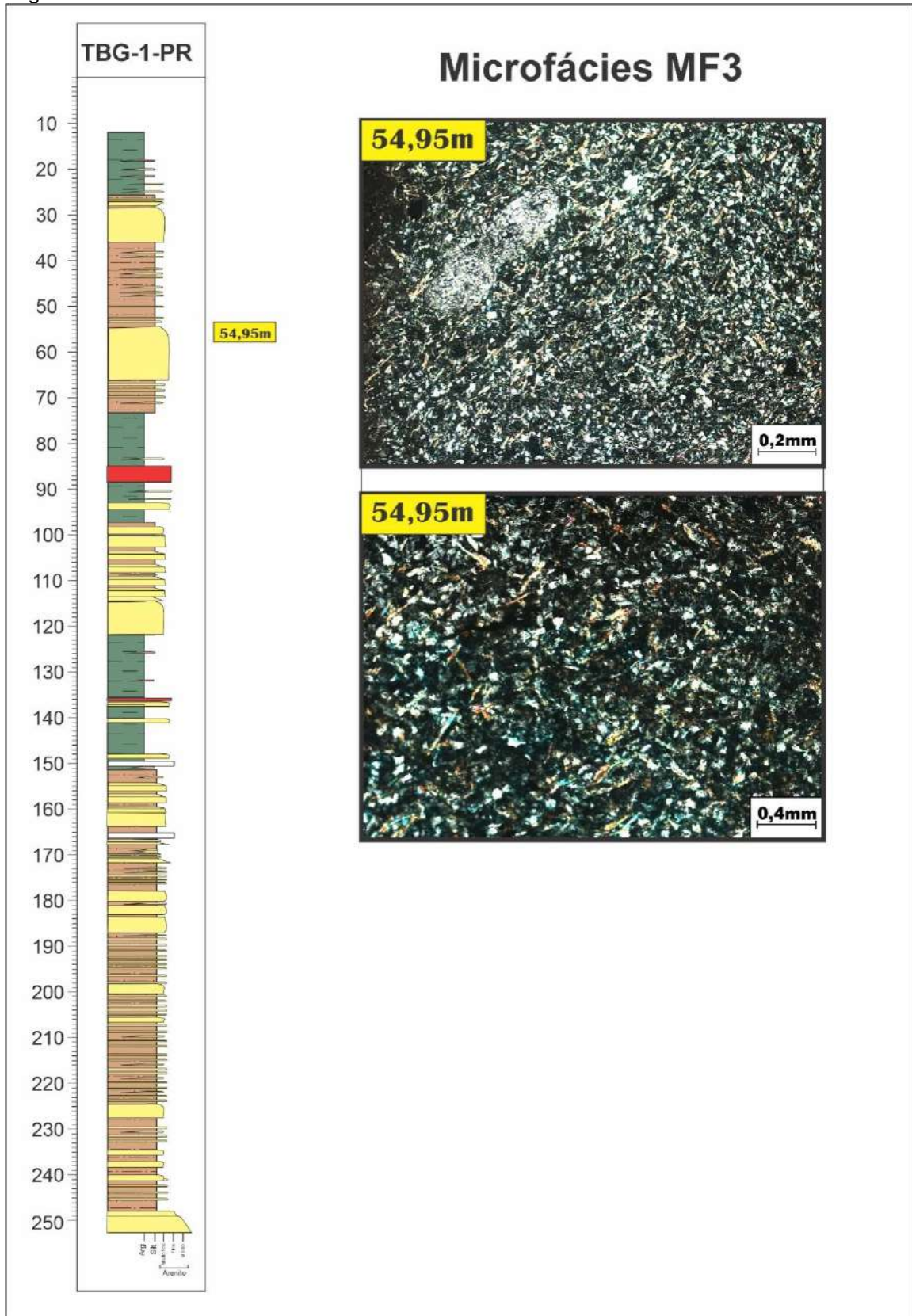


Legenda: Argilito siltico, finamente laminado e muito bem orientado. Apresenta-se pouco a pouco bioturbado, possuindo os mais altos teores Carbono Orgânico Total (COT) do poço TBG-1-BR, isto fica explicitado pelas

Fonte: O autor, 2020



Figura 34– Microfácies MF3



Legenda: Siltito argiloso com litoclastos, finamente laminado com retrabalhamento biogênico em porções mais argilosas.

Fonte: O autor, 2020

Figura 35 – Microfácies MF4

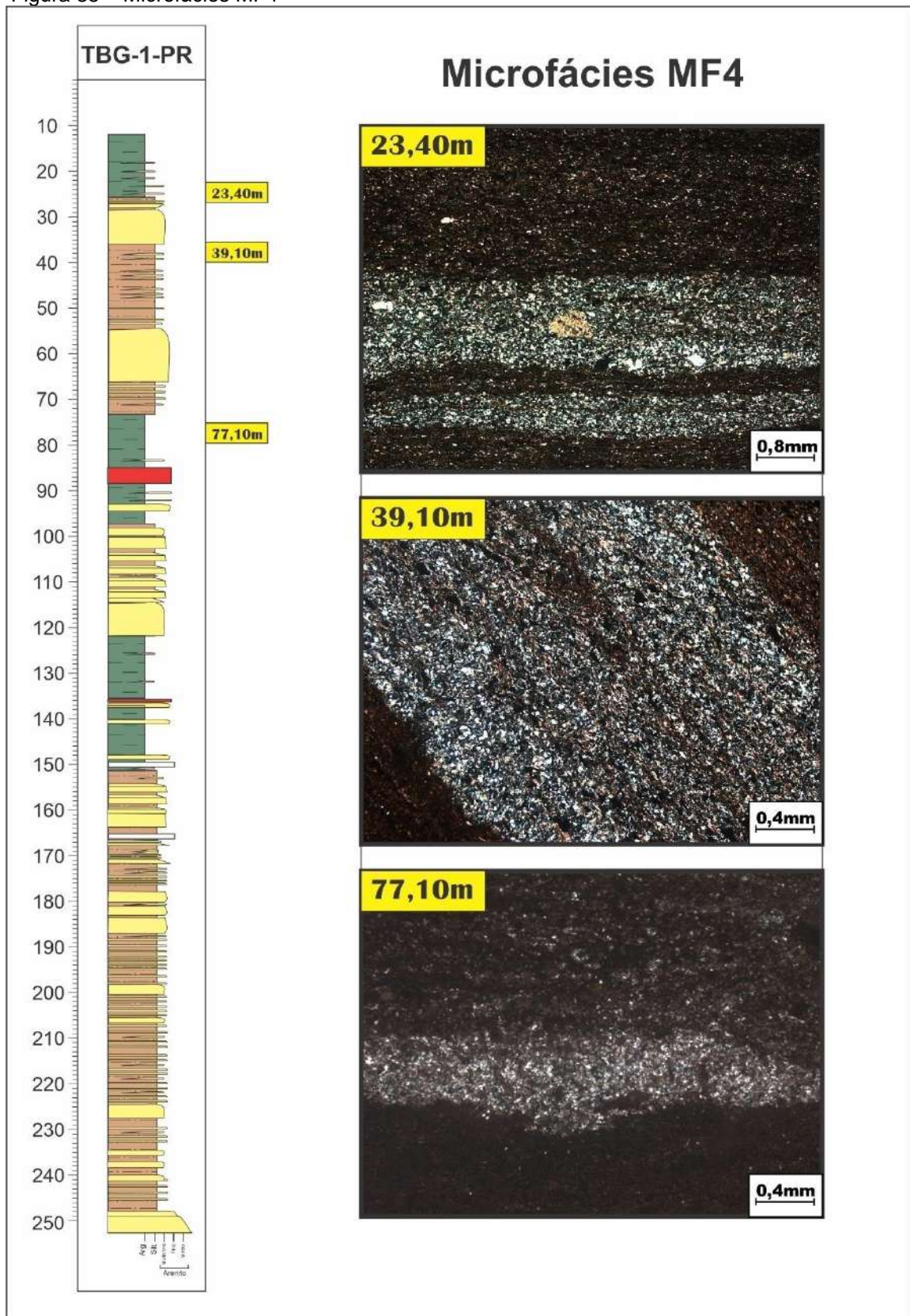
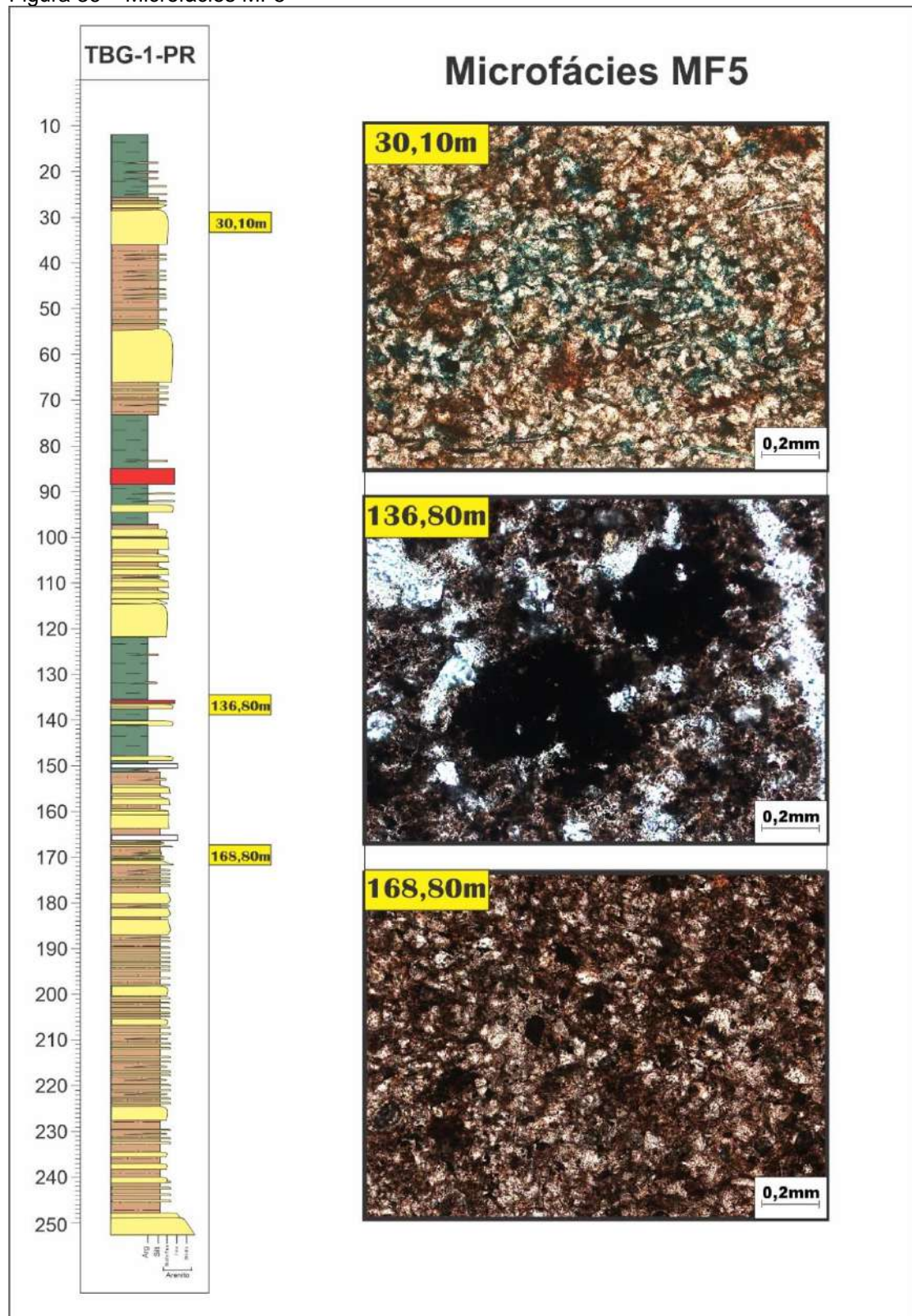




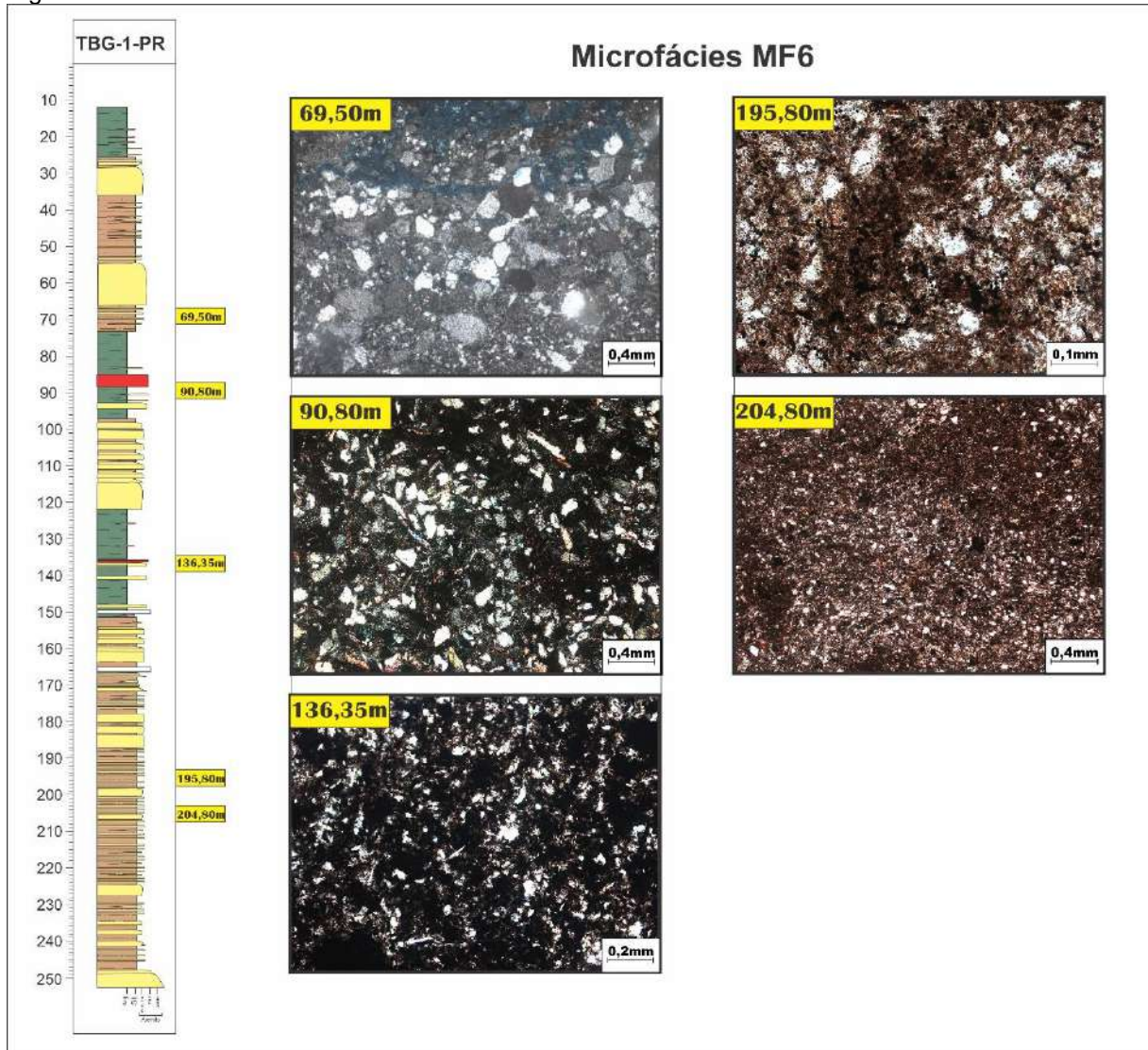
Figura 36 – Microfácies MF5



Legenda: Siltitos arenosos compostos por grãos detríticos de quartzo, feldspato e muscovita, com granulometria variando de silte a areia muito fina intercalando-se a argila. A matriz argilosa ocorre concentrada por atividade biogênica com microtrama caótica.

Fonte: O autor, 2020

Figura 37 – Microfácies MF6



Legenda: Arenito variando de muito fino a médio, mosqueado por bioturbação intensa, possuindo as menores quantidades de matéria orgânica.

Fonte: O autor, 2020

#### 4.4 Análises de DRX

##### 4.4.1 Difratometria de Raios X – Rocha Total

Os difratogramas de Raios X, baseados nas distancias interplanares “d”, possibilitaram a identificação das espécies minerais cristalinas mesmo em uma complexa mistura. A caracterização das amostras do poço TBG-1-PR. apresenta os

seguintes minerais na análise de mineralogia total: quartzo (3,33Å), plagioclásio (3,18Å), k-feldspatos (3,24Å), micas (muscovitas e biotitas), pirita (3,12Å e 2,71Å), gipsita (7,36Å e 3,07Å), siderita (2,79Å), zeolita (5,90Å), talco (9,36Å) e calcita (3,04Å) (Tabela 5).

Além destes, ocorrem outros picos difratométricos característico de argilominerais: clorita-vermiculita-montmorillonita (14Å), illita-muscovita (10Å), clorita-caulinita (7Å). Estes foram inferidos com auxílio de informações bibliográficas. Sendo possível a interpretação exata somente após a separação da fração argilosa, com posterior glicolagem e aquecimento das amostras.

Na figura 38 estão representados os difratogramas de raios-X de rocha total do poço TBG-1-PR, com os principais picos difratométricos utilizados na caracterização mineralógica. Esta foi elaborada através da sintetização de dados obtidos no software EVA 4.5, com apoio de dados bibliográficos.

Tabela 5 - Minerais identificados através de difratogramas de raios X em amostras do poço TBG-1-PR (Continua)

<b>Prof (m).</b>	<b>ROCHA TOTAL / TBG-1-PR</b>		
<b>12,50m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Illita-Muscovita, Clorita-Caulinita, Quartzo, Plagioclásio, Pirita, Gipsita, Zeolita		
<b>21,40m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Illita-Muscovita, Clorita-Caulinita, Quartzo, Plagioclásio, Pirita, Gipsita		
<b>23,40m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Illita-Muscovita, Clorita-Caulinita, Quartzo, Plagioclásio, Pirita, Siderita		
<b>30,10m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Quartzo, Plagioclásio, Pirita	Illita-Muscovita,	Clorita-Caulinita,
<b>39,10m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Quartzo, Plagioclásio, Pirita, Gipsita, Siderita, Feldspato	Illita-Muscovita,	Clorita-Caulinita,
<b>41,50m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Quartzo, Plagioclásio, Pirita, Gipsita, Siderita, Feldspato	Illita-Muscovita,	Clorita-Caulinita,
<b>69,50m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Quartzo, Plagioclásio, Calcita	Illita-Muscovita,	Clorita-Caulinita,
<b>77,10m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Quartzo, Plagioclásio, Siderita	Illita-Muscovita,	Clorita-Caulinita,
<b>82,40m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Quartzo, Plagioclásio, Calcita	Illita-Muscovita,	Clorita-Caulinita,

Tabela 5 - Minerais identificados através de difratogramas de raios X em amostras do poço TBG-1-PR (Conclusão)

<b>Prof (m).</b>	<b>ROCHA TOTAL / TBG-1-PR</b>		
<b>90,80m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Quartzo, Plagioclásio, Pirita	Illita-Muscovita,	Clorita-Caulinita,
<b>95,40m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Quartzo, Plagioclásio, Pirita, Gipsita, Siderita, Feldspato	Illita-Muscovita,	Clorita-Caulinita,
<b>128,80m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Quartzo, Plagioclásio, Pirita, Gipsita	Illita-Muscovita,	Clorita-Caulinita,
<b>135,50m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Quartzo, Plagioclásio, Pirita, Gipsita, Zeolita, Feldspato, Talco, Pirofilita	Illita-Muscovita,	Clorita-Caulinita,
<b>135,80m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Quartzo, Plagioclásio, Gipsita	Illita-Muscovita,	Clorita-Caulinita,
<b>136,35m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Quartzo, Plagioclásio, Gipsita	Illita-Muscovita,	Clorita-Caulinita,
<b>136,80m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Quartzo, Plagioclásio, Pirita, Talco	Illita-Muscovita,	Clorita-Caulinita,
<b>168,80m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Quartzo, Plagioclásio, Pirita	Illita-Muscovita,	Clorita-Caulinita,
<b>195,80m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Quartzo, Plagioclásio, Siderita	Illita-Muscovita,	Clorita-Caulinita,
<b>204,80m</b>	Clorita-Vermiculita-Montmorillonita, Quartzo, Plagioclásio	Illita-Muscovita,	Clorita-Caulinita,

Fonte: O autor, 2020.





#### 4.4.2 Difratometria de Raios X de Argilominerais

Devido a impossibilidade da caracterização de alguns minerais, através dos difratogramas de rocha total, tornou-se necessário a difratometria de raios X de argilominerais, que visa o estudo específico da fração argilosa (inferior a  $2\mu\text{m}$ ) em três condições distintas: normal, glicolada e aquecida ou calcinada. O método de DRX de argilominerais não pôde ser aplicado nas mesmas 19 amostras, as quais foram feitas o DRX de rocha total, uma vez que em alguns intervalos não foi possível a concentração da fração argilosa suficiente para tal. Com isso, o método foi realizado em 16 amostras indicadas na tabela 6.

O DRX de argilominerais confirmou em  $14 \text{ \AA}$  (angstroms) a presença do argilomineral clorita, uma vez que nos difratogramas de rocha total não foi possível a identificação, visto que nesta condição, os argilominerais esmectita e vermiculita também apresentam distância interplanar de  $14 \text{ \AA}$  (SANTOS, 1989). Tal definição torna-se de suma importância, posto que o argilomineral encontra-se presente em quase todas as amostras analisadas do poço TBG-1-PR (Tabela 6) (Figuras 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45 e 46). As análises realizadas também confirmam a presença de caulinita em reflexões basais de 001 de  $7,0\text{-}7,2\text{ \AA}$ , de média a alta intensidade e bem definidas, com picos secundários de  $3,58 \text{ \AA}$ , associada à illita ( $9,8\text{-}10,1\text{ \AA}$ ).

A bertierina apresenta padrão de difração (e estrutura) semelhante à caulinita e não mostra a reflexão  $d = 14,4 \text{ \AA}$ . As amostras foram calcinadas e nos espectros adquiridos, os reflexos desapareceram. O pico secundário da bertierina foi identificado em ( $d=4,67 - 4,69 \text{ \AA}$ ) (BRINDLEY & BROWN, 1980). A confirmação do argilomineral bertierina só foi possível, após o processo de calcinação, tal processo permitiu a alteração da estrutura do mineral, fazendo com que as reflexões desapareçam, apresentando espectros amorfos (RIVAS et al., 2006). A presença dos minerais talco ( $9,33\text{ \AA}$ ) e pirofilita ( $3,06\text{ \AA}$ ) (Figuras 43B e 45A) estão provavelmente relacionadas a proximidade das amostras com uma rocha intrusiva.

Os argilominerais minerais interestratificados são indicados pela presença de picos achatados e largos. Nas amostras 69,50m (Figura 41) e 90,80m (Figura 42) e 128,80m (Figura 43) 168,80m (Figura 45) o interestratificado illita-esmectita



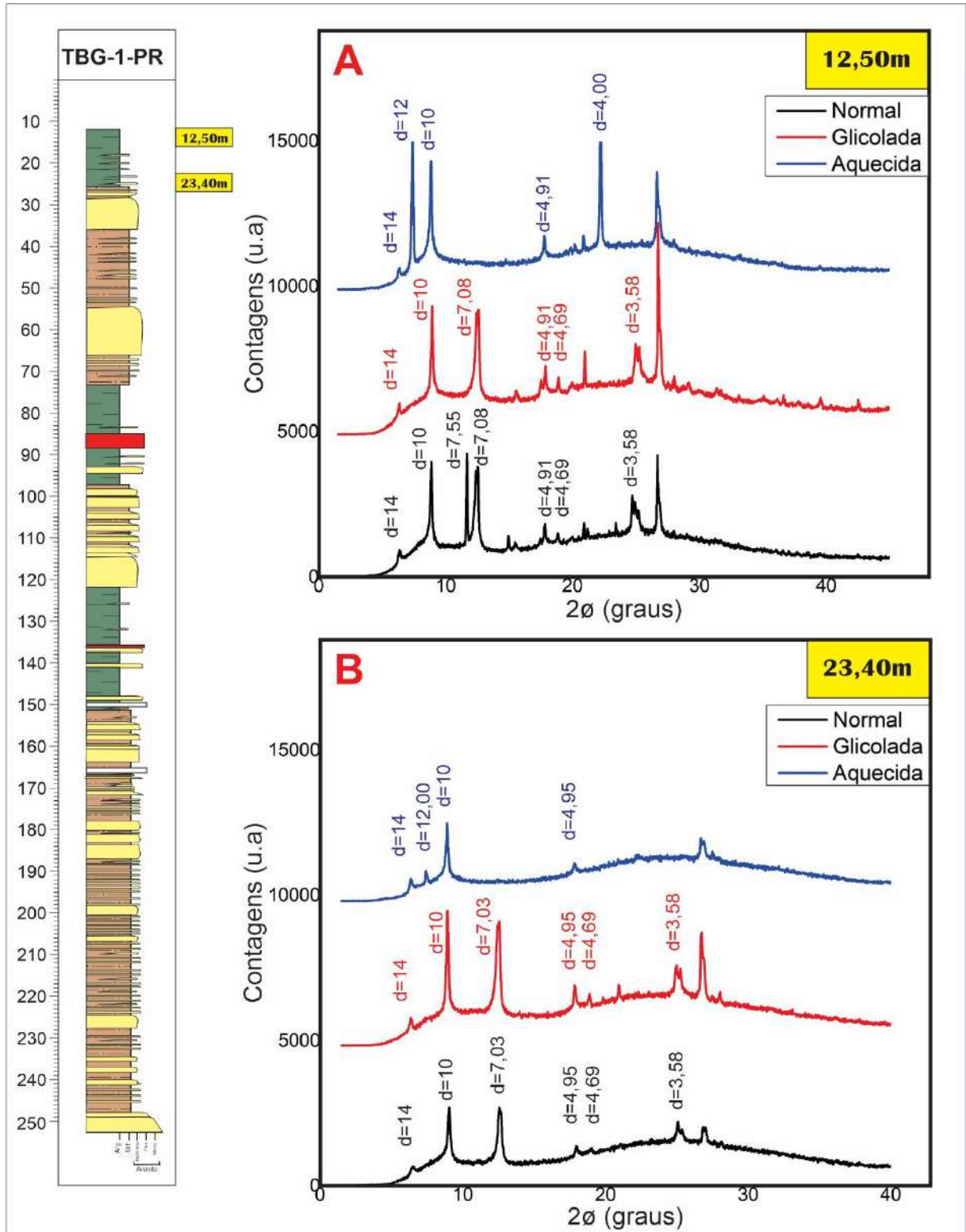
apresentam um pico entre 10-11Å, colapsando em valores próximos a 10Å depois do aquecimento, indicando desidratação parcial.

Tabela 6 - Argilominerais identificados através dos difratogramas de raios X nas amostras do poço TBG-1-PR

<b>Prof (m).</b>	<b>ARGILOMINERAIS / TBG-1-PR</b>
<b>12,50m</b>	Clorita, Illita, Caulinita, Bertierina
<b>23,40m</b>	Clorita, Vermiculita, Illita, Caulinita, Bertierina
<b>39,10m</b>	Clorita, Illita, Caulinita
<b>41,50m</b>	Clorita, Illita, Caulinita, Bertierina
<b>69,50m</b>	Clorita, Illita-Esmectita, Illita, Caulinita, Bertierina
<b>77,10m</b>	Clorita, Illita, Caulinita, Bertierina
<b>82,40m</b>	Illita, Caulinita
<b>90,80m</b>	Clorita, Illita-Esmectita, Illita, Caulinita
<b>128,80m</b>	Clorita, Illita-Esmectita, Illita, Caulinita
<b>135,50m</b>	Clorita, Illita, Talco, Caulinita, Bertierina, Pirofilita
<b>135,80m</b>	Clorita, Illita, Caulinita
<b>136,35m</b>	Clorita, Illita, Caulinita, Bertierina
<b>136,80m</b>	Clorita, Illita, Talco, Caulinita, Bertierina, Pirofilita
<b>168,80m</b>	Clorita, Illita-Esmectita, Illita, Caulinita, Bertierina
<b>195,80m</b>	Clorita, Illita, Caulinita, Bertierina
<b>204,80m</b>	Clorita, Illita, Caulinita, Bertierina

Fonte: O autor. 2020.

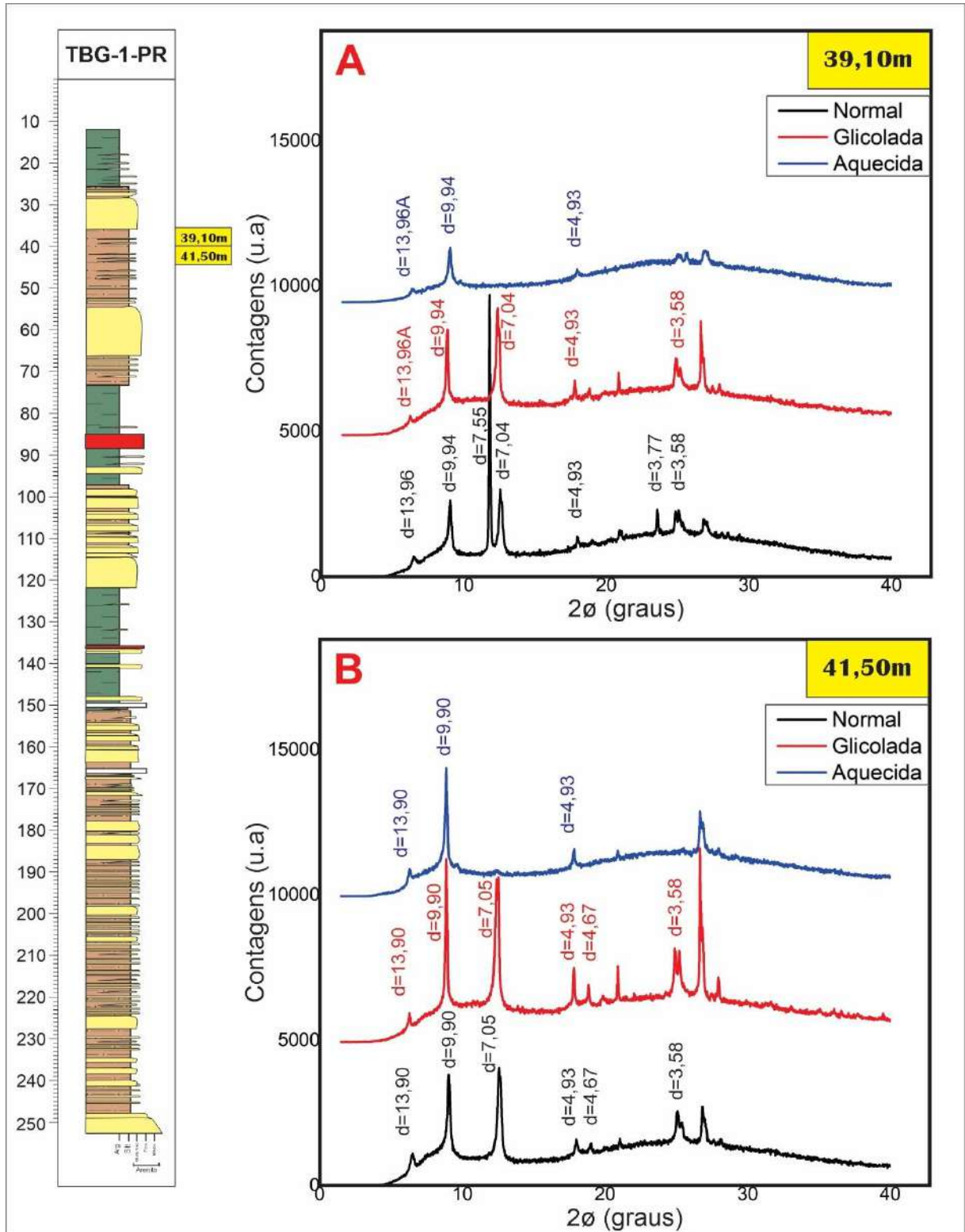
Figura 39 – Difratogramas de Raios X das amostras de profundidades 12,50m e 23,40m do poço TBG-1-PR.



Legenda: Principais picos: clorita (d=14,3 – 13,9Å), illita (d=9,90 – 10,1Å), caulinita (d=7,0 – 7,1Å), bertierina (d=4,67 – 4,69Å)

Fonte: O autor, 2020

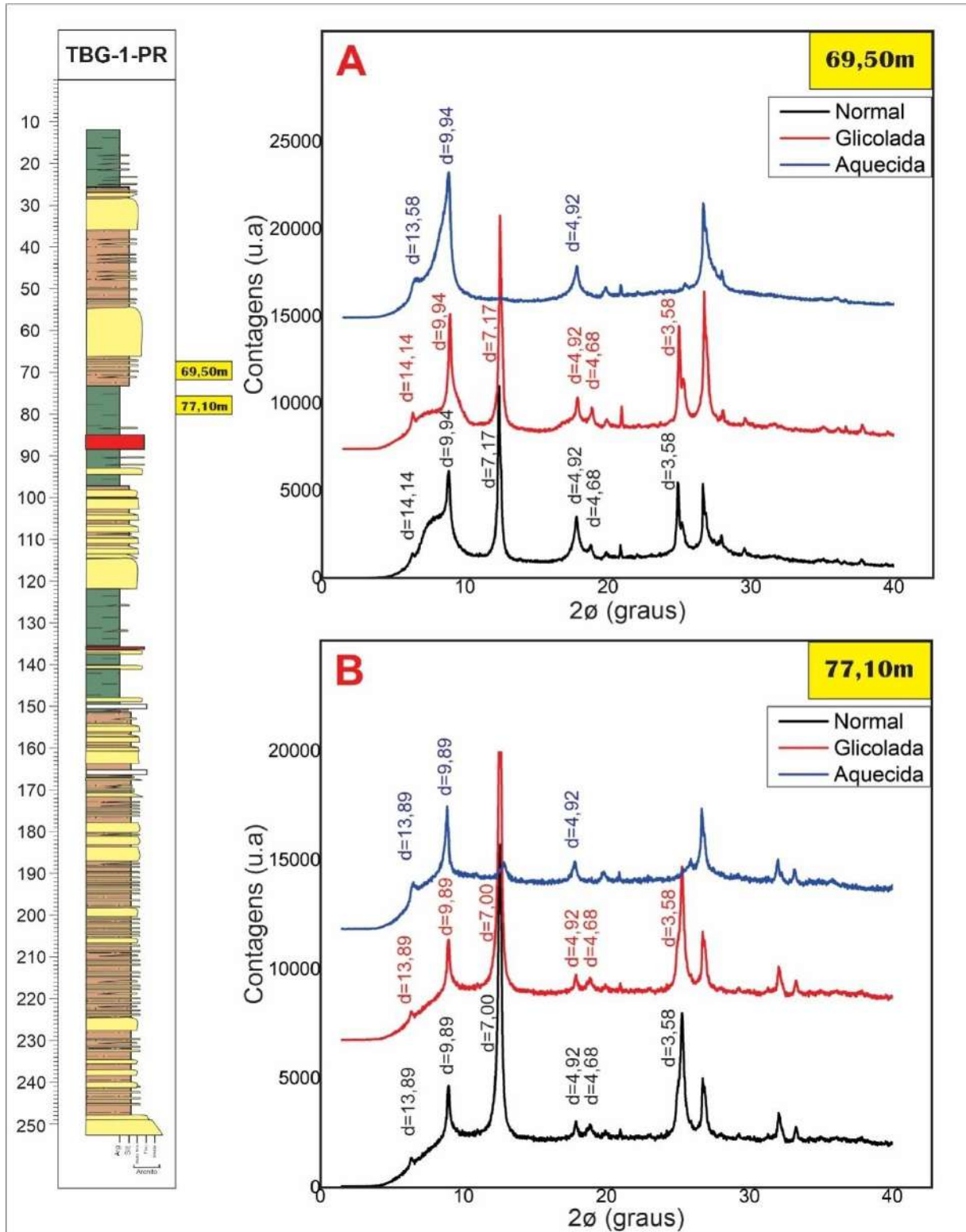
Figura 40 – Difratomogramas de Raios X das amostras de profundidades 39,10m e 41,50m do poço TBG-1-PR.



Legenda: Principais picos: clorita ( $d=14,3 - 13,9\text{Å}$ ), illita ( $d=9,90 - 10,1\text{Å}$ ), caulinita ( $d=7,0 - 7,1\text{Å}$ ), bertierina ( $d=4,67 - 4,69\text{Å}$ )

Fonte: O autor, 2020

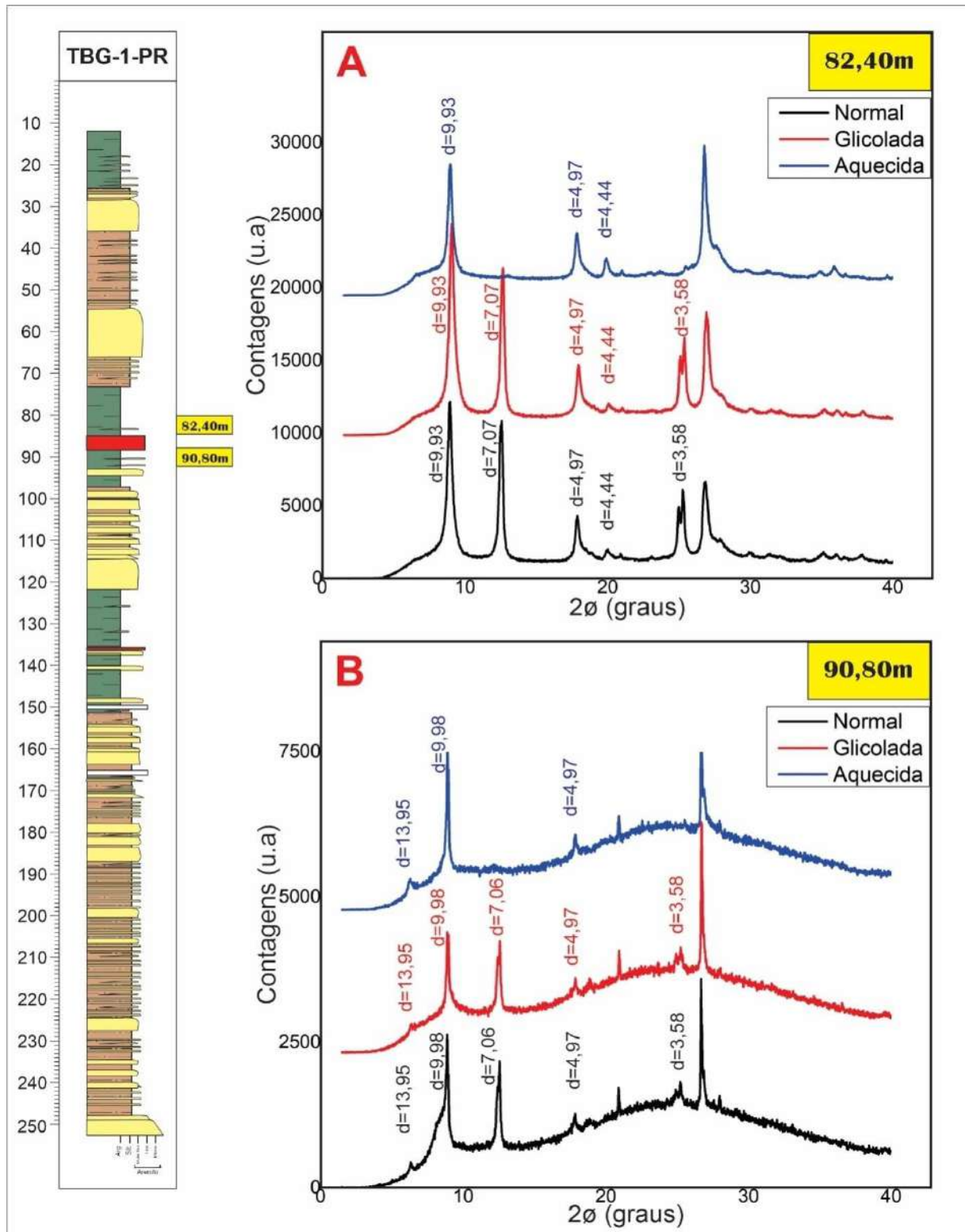
Figura 41 – Difratogramas de Raios X das amostras de profundidades 69,50m e 77,10m do poço TBG-1-PR.



Legenda: Principais picos: clorita ( $d=14,3 - 13,9\text{\AA}$ ), illita/esmectita ( $d=14 - 10\text{\AA}$ )(Figura A), illita ( $d=9,90 - 10,1\text{\AA}$ ), caulinita ( $d=7,0 - 7,1\text{\AA}$ ), bertierina ( $d=4,67 - 4,69\text{\AA}$ )

Fonte: O autor, 2020

Figura 42 – Difratoformas de Raios X das amostras de profundidades 82,40m e 90,80m do poço TBG-1-PR.

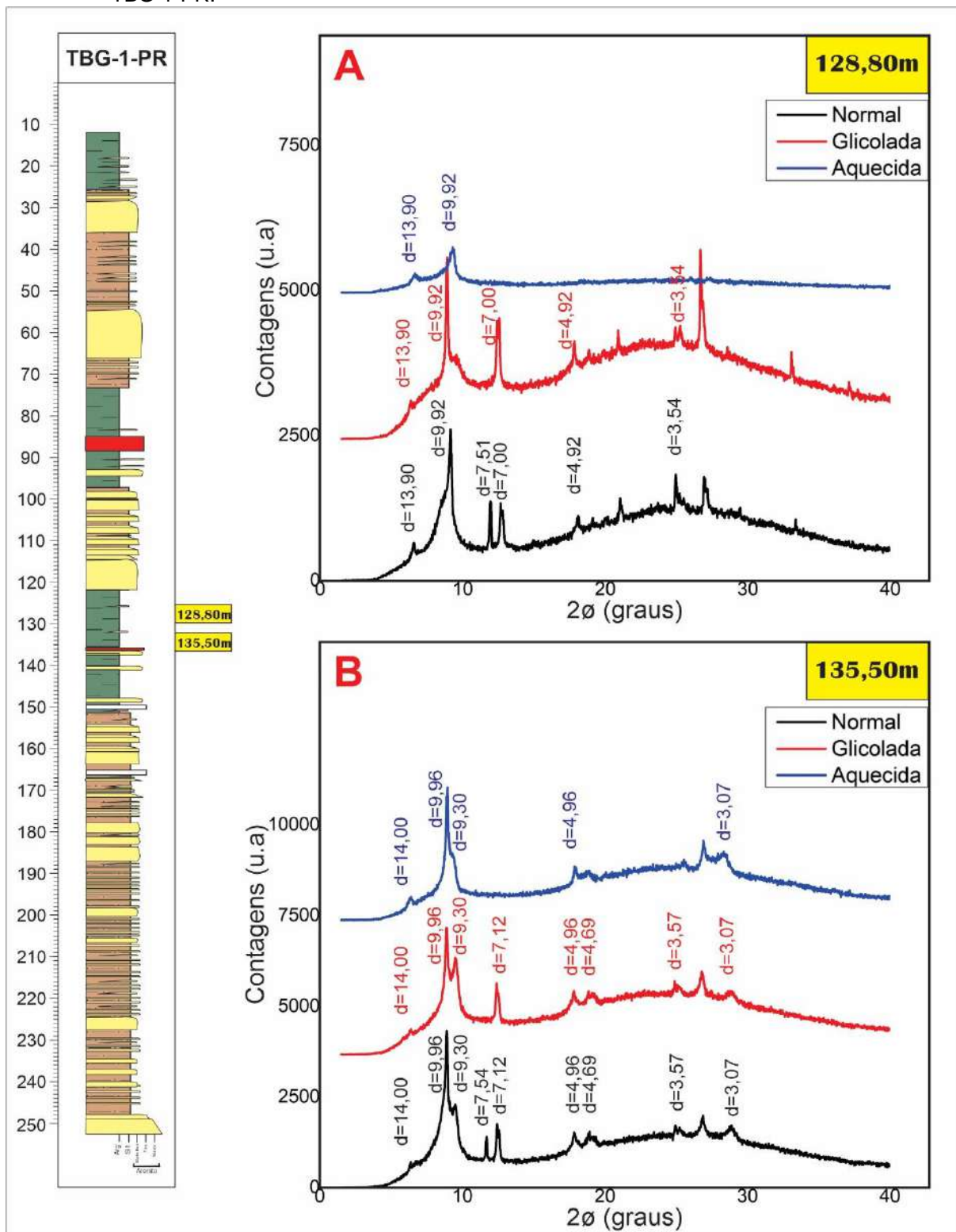


Legenda: Principais picos: clorita ( $d=14,3 - 13,9\text{\AA}$ ), illita/esmectita ( $d=14 - 10\text{\AA}$ ) (Figura B), illita ( $d=9,90 - 10,1\text{\AA}$ ), caulinita ( $d=7,0 - 7,1\text{\AA}$ ), bertierina ( $d=4,67 - 4,69\text{\AA}$ ).

Fonte: O autor, 2020



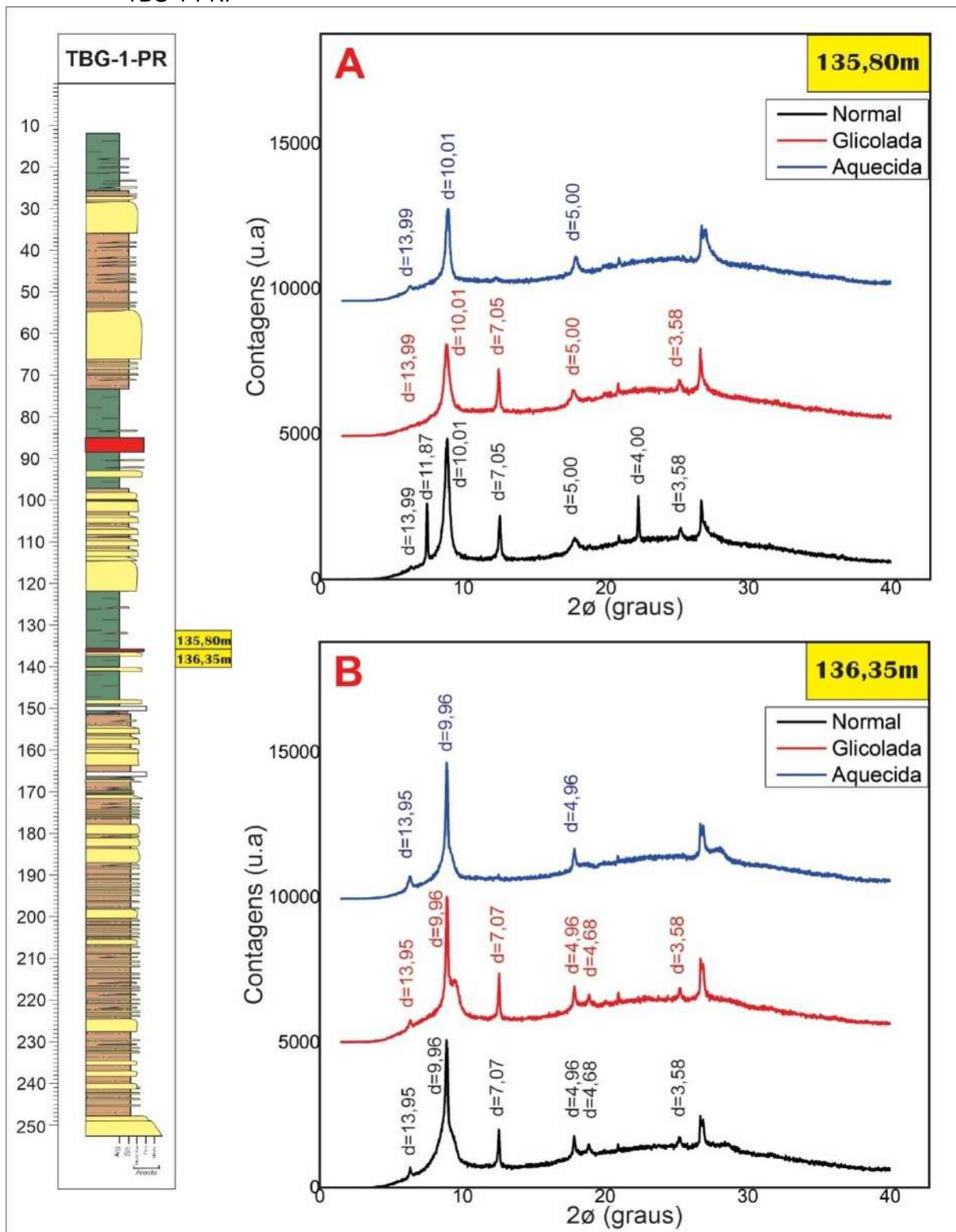
Figura 43 – Difratomogramas de Raios X das amostras de profundidades 128,80m e 135,50m do poço TBG-1-PR.



Legenda: Principais picos: clorita ( $d=14,3 - 13,9\text{\AA}$ ), illita/esmectita ( $d=14 - 10\text{\AA}$ )(Figura A), illita ( $d=9,90 - 10,1\text{\AA}$ ), talco ( $d=9,3\text{\AA}$ ) caulinita ( $d=7,0 - 7,1\text{\AA}$ ), bertierina ( $d=4,67 - 4,68\text{\AA}$ ), Pirofilita ( $d=3,08\text{\AA}$ )

Fonte: O autor, 2020

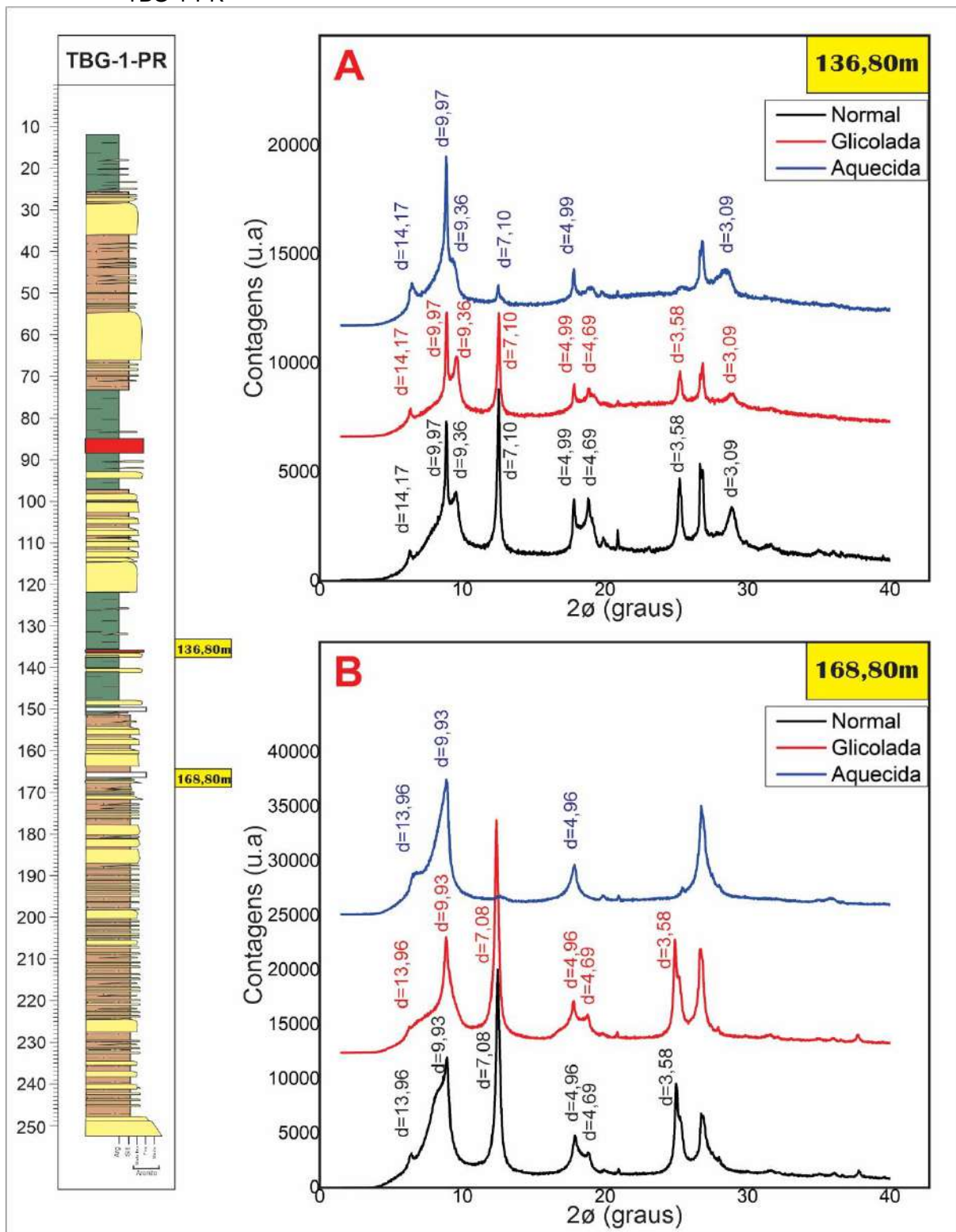
Figura 44– Difratogramas de Raios X das amostras de profundidades 135,80m e 136,35m do poço TBG-1-PR.



Legenda: Principais picos: clorita ( $d=14,3 - 13,9\text{\AA}$ ), illita ( $d=9,90 - 10,1\text{\AA}$ ), caulinita ( $d=7,0 - 7,1\text{\AA}$ ), bertierina ( $d=4,67 - 4,68\text{\AA}$ )

Fonte: O autor, 2020

Figura 45 – Difratomogramas de Raios X das amostras de profundidades 136,80m e 168,80m do poço TBG-1-PR

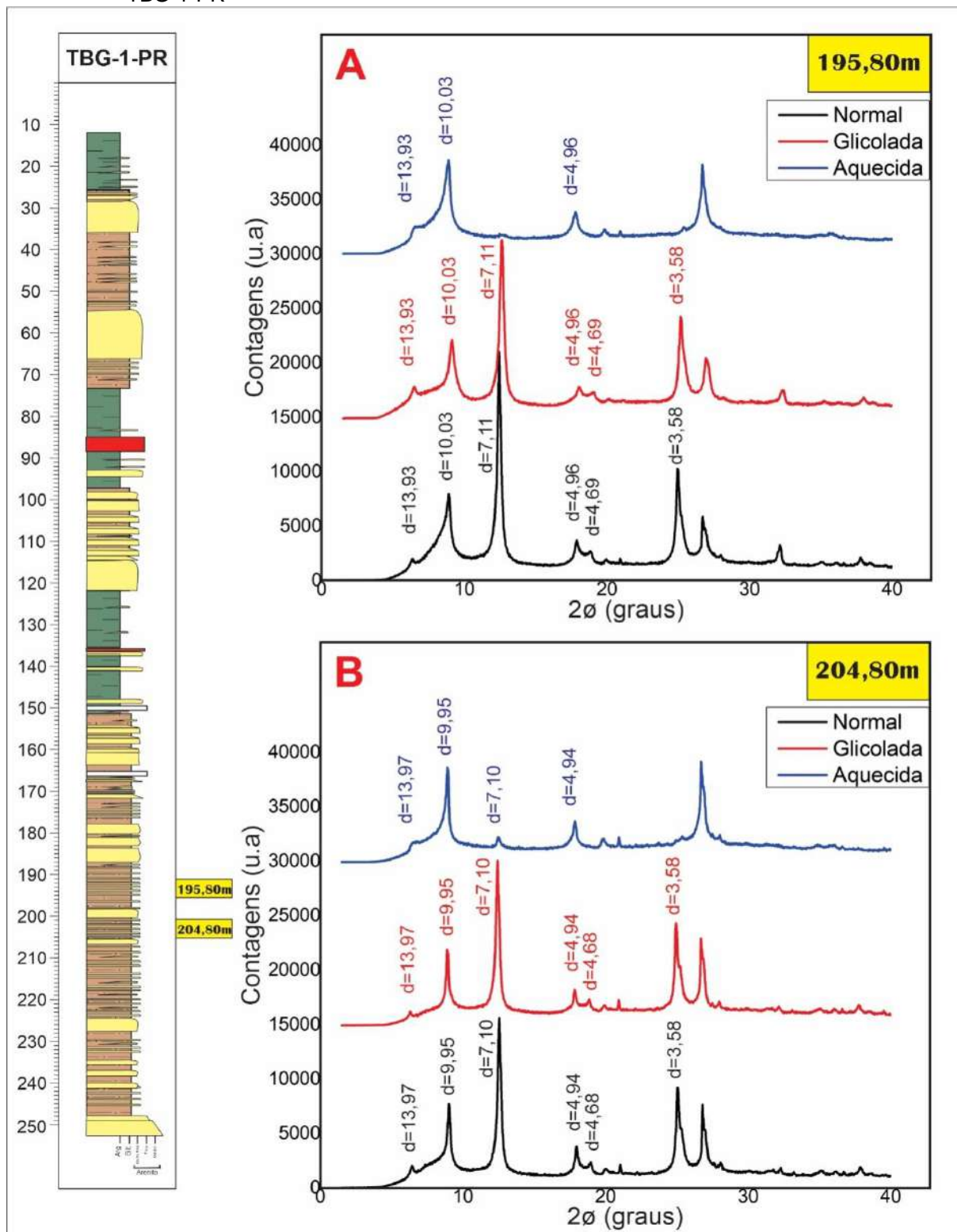


Legenda: Principais picos: clorita ( $d=14,3 - 13,9\text{\AA}$ ), illita/esmectita ( $d=14 - 10\text{\AA}$ )(Figura B), illita ( $d=9,90 - 10,1\text{\AA}$ ), talco ( $d=9,3\text{\AA}$ ) caulinita ( $d=7,0 - 7,1\text{\AA}$ ), bertierina ( $d=4,67 - 4,68\text{\AA}$ ), Pirofilita ( $d=3,08\text{\AA}$ )

Fonte: O autor, 2020



Figura 46 – Difratomogramas de Raios X das amostras de profundidades 195,80m e 204,80m do poço TBG-1-PR



Legenda: Principais picos: clorita ( $d=14,3 - 13,9\text{\AA}$ ), illita ( $d=9,90 - 10,1\text{\AA}$ ), caulinita ( $d=7,0 - 7,1\text{\AA}$ ), bertierina ( $d=4,67 - 4,68\text{\AA}$ )

Fonte: O autor, 2020

## 5 ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

A partir da compilação de todos os resultados obtidos anteriormente, procedeu-se com a identificação e a caracterização dos ciclos sedimentares, tendo como base a integração dos dados sedimentológicos, mineralógicos e geoquímicos do poço TBG-1-PR, além de uma correlação direta aos dados de Carbono Orgânico Total do poço 3 (9 PPG 2 PR) de Rezende (2007), o qual está relacionado diretamente ao topo do poço TBG-1-PR localizado a cerca de 400 metros de distância no mesmo intervalo estratigráfico.

Pelas razões apontadas abaixo, optou-se neste trabalho pela utilização dos conceitos de Estratigrafia de Sequências (*sensu* POSAMENTIER & ALLEN, 1999; CATUNEANU, 2006), tendo como base a identificação de sequências deposicionais, as quais representam ciclos deposicionais limitados por discordâncias (ou suas conformidades correlativas).

O reconhecimento das sequências deposicionais (tanto as de terceira quanto as de quarta ordens – estas consideradas de mais alta frequência) baseou-se na identificação das superfícies-chave da análise estratigráfica moderna, quais sejam: as superfícies de discordância (SD), as superfícies transgressiva (ST) e as superfícies de inundação máxima (SIM).

O reconhecimento das superfícies-chaves se deu primordialmente com a análise dos dados de geoquímica orgânica, em especial os dados de COT e Enxofre (S%), dados petrográficos (descrições macroscópicas e microscópicas) e análises mineralógicas a partir das técnicas de DRX e EDS. Os padrões de variação vertical nas curvas de COT permitiu o reconhecimento de tendências de variação ao longo do poço, tendências estas que foram associadas à padrões de empilhamento: retrogradacionais (transgressivo); progradacionais (regressivo) ou agradacionais (estaqueado). A partir dos dados petrográficos foi possível sintetizar microfácies e fácies para o intervalo estudado, caracterizando-se assim o empilhamento faciológico e suas prováveis associações. Os dados mineralógicos possibilitaram uma análise paleoambiental do momento de deposição das superfícies-chaves.

Após ser escolhida uma superfície limitante de topo e base, uma sequência deposicional está definida, e poderá ser subdividida por suas características

faciológicas de acordo com as variações do nível relativo do mar em trato de sistemas. No contexto de bacias intracratônicas, em função da inexistência de quebra de plataforma, os Tratos de Sistemas Depositionais mais frequentemente observados são o Trato de Sistemas Transgressivo (TST) e Trato de Sistemas de Mar Alto (TSMA) (DELLA FAVERA, 2001). Neste trabalho a divisão abordada desmembra as seqüências em três tratos: o trato de sistemas transgressivo, trato de sistemas de mar alto e o trato de sistemas de mar baixo, tentativamente, identificado em algumas situações.

O trato de sistemas de mar baixo é caracterizado como um conjunto de sistema deposicionais contemporâneos, formado durante o rebaixamento do nível do mar até o início de sua subida, sendo comum erosão e o avanço de fácies fluvial para dentro da bacia, aumentando o aporte de areia (REZENDE, 2007).

Em bacias com quebra de plataforma, como as nossas bacias marginais, é um trato de sistemas de elevada importância, pois nela situam os chamados leques de mar baixo, excelentes reservatórios das bacias sedimentares brasileiras da margem atlântica. O limite inferior deste trato de sistemas é a superfície que limita a seqüência e o limite superior é a superfície transgressiva. Porém, em bacias intracratônicas sem quebra de plataforma (bacias do tipo-rampa) o reconhecimento deste trato e a natureza do seu preenchimento são menos evidentes do que em bacias marginais (POSAMENTIER & JAMES, 1993).

O trato de sistemas transgressivo ocorre no momento o qual a subida do nível do mar se torna efetiva, iniciando o avanço da linha de costa em direção ao continente (evento transgressivo), sendo assim, um sistema deposicional contíguo e contemporâneo, formado durante a subida do nível relativo do mar, com a taxa de acomodação acima do aporte sedimentar (HOLZ, 2012). De tal maneira, estabelece o afogamento dos sistemas deposicionais do trato de sistemas de mar baixo (quando presentes).

Quando tal afogamento atinge um valor máximo, será registrada a superfície de inundação máxima (SIM). Tal intervalo (SIM) se caracteriza pelo predomínio de materiais pelíticos, geralmente siltitos argilosos, argilitos ou folhelhos com conteúdo fóssilífero ou atividade biogênica bem definida, acumulados em ambiente de baixa oxigenação (anóxico / disóxico), e que se caracteriza por se constituir em intervalo

anômalo quanto aos teores de COT, destacando-se, assim, em marco estratigráfico na correlação cronoestratigráfica de alta resolução (CATUNEANU, 2006).

O trato de sistemas de mar alto caracteriza-se por um conjunto de sistemas deposicionais, formados quando o mar permanece em seu nível máximo e as taxas de sedimentação ultrapassam as de crescimento relativo, produzindo, assim, os depósitos regressivos. O limite inferior deste trato de sistemas inicia no topo da superfície de inundação máxima e seu limite superior é a superfície erosiva de uma nova sequência estratigráfica, marcada pela queda do nível do mar.

Vários autores (MYERS, 1996; SUTTON et al., 2004; LÜNING et al., 2004; RODRIGUES, 2005) descreveram a relação entre o conteúdo de COT e a estratigrafia de sequências. A preservação da matéria orgânica no registro sedimentar depende de muitos fatores. Myers (1996) apontou que os fatores controladores mais importantes são a fisiografia da bacia, clima, produtividade orgânica terrestre, produtividade orgânica aquática marinha, circulação oceânica, taxa de sedimentação e profundidade da água. Com exceção do clima e da circulação oceânica, os outros fatores descritos por Myers (1996) são influenciados pela mudança relativa do nível do mar.

Em condições de trato de sistemas de mar baixo (TSMB), o alto influxo de sedimentos condiciona a diluição do conteúdo de matéria orgânica marinha e a matéria orgânica terrestre, sendo que esta última é geralmente altamente oxidada. Nesse contexto, a quantidade de matéria orgânica preservada nos sedimentos é baixa e os valores de COT decorrentes são inexpressivos.

No trato de sistemas transgressivo (TST), o rápido aumento no nível relativo do mar implica em um recuo da linha da costa em direção ao continente, o que resulta em um aumento progressivo na extensão da deposição da plataforma marinha rasa e em uma redução do suprimento de sedimentos clásticos. De acordo com Lüning et al. (2004), a transgressão usualmente leva à redução no aporte uma vez que o material sedimentar fica retido na foz dos rios, evitando a diluição da matéria orgânica na plataforma. Essas condições possibilitam a expansão progressiva da área distal profunda da bacia até atingir a superfície inundação máxima (SIM). Nestas condições, há, portanto, uma extensão das condições anóxicas/disóxicas, o que favorece um aumento na preservação da matéria orgânica. A retenção de sedimentos na linha de costa diminui a diluição de matéria orgânica no ambiente deposicional, sendo

observado, em geral, um aumento progressivo nos valores de COT que atingem um máximo na SIM.

Como também observado na seção estudada neste trabalho, Creaney e Passey (1993) ressaltaram que muitas rochas geradoras marinhas são caracterizadas por um aumento inicial abrupto no conteúdo orgânico, em contraste com os valores de *background*, e uma diminuição gradual subsequente no conteúdo orgânico (Myers, 1996). Os autores atribuíram esse padrão ao controle dos teores de carbono orgânico pela taxa de sedimentação clástica, em condições de águas de fundo anóxicas. O rápido incremento de COT resulta na retenção dos sedimentos na fonte, durante a transgressão. A diminuição gradual subsequente no COT reflete o aumento no suprimento de sedimento clástico e a diluição do carbono orgânico durante a progradação de mar alto. Nesse contexto, a SIM está posicionada no ponto de inflexão da curva COT. A maioria dos autores considera que a SIM está parcialmente contida no mar alto inferior e parcialmente nos níveis superiores do trato de sistemas transgressivo (SUTTON et al., 2004; POSAMENTIER & ALLEN, 1999).

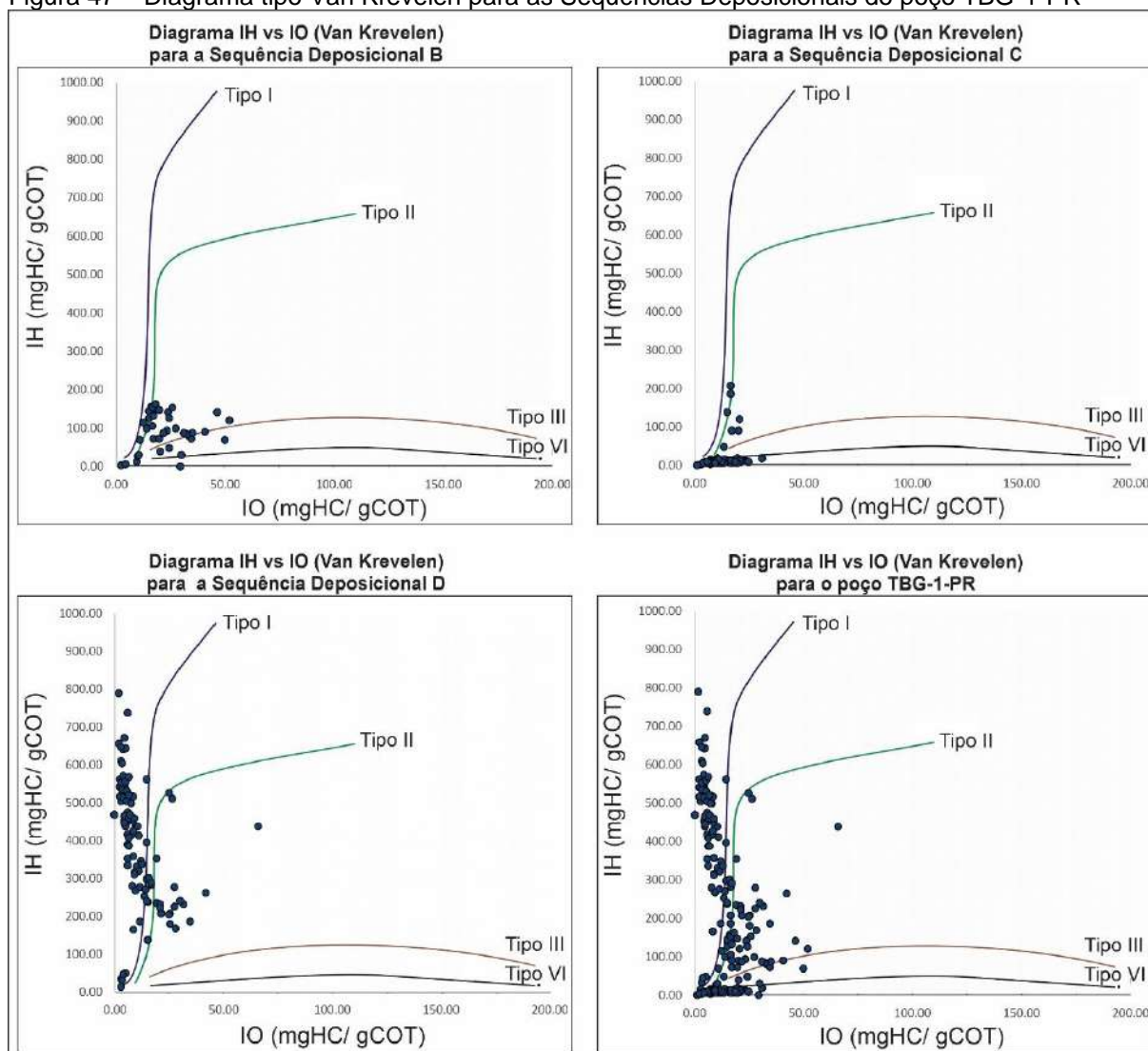
### 5.1 Análise do poço TBG-1-PR

No registro litológico do poço TBG-1-PR, foram identificadas três sequências deposicionais de terceira ordem, nomeadas “B”, “C” e “D”, com predomínio das fácies  $\alpha a$  e  $\delta a$  formadas principalmente por rochas microclásticas. Os três ciclos de terceira ordem, identificados neste trabalho, podem ser, em termos gerais, correlacionados à divisão proposta por Bergamaschi (1999).

As sequências, aqui definidas, apresentam uma espessura na ordem de dezenas de metros e estão relacionadas à Fm. Ponta Grossa [Mb. Jaguariaíva, Mb. Tibagi e base do Mb São Domingos, *sensu* Lange & Petri (1967)], estando, cronologicamente, relacionadas ao intervalo Praguiano-Emsiano ao Eifeliano, *sensu* Grahn et al. (2010)., Grahn et al. (2013). Para tal definição foram utilizadas as ferramentas disponíveis: dados sedimentológicos e petrográficos do testemunho de sondagem, dados geoquímicos, dados mineralógicos e dados de gama espectrometria de poços correlatos (9 PPG 2 PR) e dados bibliográficos

O estudo, visando a qualidade da matéria orgânica presente no intervalo analisado, valeu-se de dados de pirólise Rock Eval. A determinação indireta do tipo de matéria orgânica foi feita através do diagrama tipo Van Krevelen, que se constitui em um método gráfico estatístico, onde o índice de hidrogênio é colocado em função do índice de oxigênio (figura 47).

Figura 47 – Diagrama tipo Van Krevelen para as Sequências Depositionais do poço TBG-1-PR



Fonte: O autor, 2020

A partir destas análises foram representadas as distribuições do material orgânico, que ocorrem no poço como um todo, tendo sido possível notar presença de material orgânico do tipo II (marinha, com aporte importante de constituintes terrestres e material algálica), com presença pontual de material orgânico do tipo 1. Estas características indicam um domínio de sistemas deposicionais marinhos, com matéria



orgânica de boa qualidade. Nota-se também a presença de matéria orgânica do tipo III (matéria orgânica de origem terrestre em ambiente marinho raso com baixo potencial gerador) Tissot & Welte (1984).

Entretanto, na sequência “C” a rocha encontra-se termicamente afetada, o que causa alterações drásticas no índice de hidrogênio e oxigênio, deslocando vários pontos do diagrama tipo Van Krevelen para o querogênio do tipo IV (matéria orgânica oxidada), tornando, assim, inconclusivo os dados obtidos para este intervalo.

### 5.1.1 Sequência deposicional B

A sequência deposicional “B” abrange um intervalo com espessura de aproximadamente 128 metros, pertencente litoestratigraficamente ao Membro Jaguariaíva da Formação Ponta Grossa. Uma datação aproximada, baseada nos eventos de grandes afogamentos identificados pelas variações verticais da curva de carbono orgânico total (COT) e dados sedimentológicos da bacia, somados aos dados propostos por Grahn et al (2010); Grahn et al (2013), indicam que o ciclo de sedimentação desta sequência foi iniciado no Praguiano e finalizado no Emsiano, sendo registrado depósitos marinhos-rasos de *shoreface* e *offshore*.

Segundo Bergamaschi (1999), o limite inferior da sequência é marcado pela superfície transgressiva que registra o rápido recobrimento (*onlap*) dos depósitos regressivos (transicionais e costeiro) do topo da sequência subjacente (Furnas). Nos perfis de raios gama, esta superfície transgressiva tem uma assinatura característica, sendo posicionada na abrupta deflexão à direita que marca operacionalmente o limite Furnas–Ponta Grossa.

A base da sequência B teve sua configuração modificada pela base de ondas do sistema transgressivo, onde, provavelmente, o ravinamento com idades entre Lochkoviano e o Praguiano (GRAHN et al., 2010; GRAHN et al., 2013), produzido pelo retrabalhamento das ondas, durante a fase transgressiva, obliterou as evidências de mar baixo em toda a sequência. Durante uma transgressão em uma costa submetida a ação de ondas de alta energia, os vales incisos fluviais de mar baixo não serão preservados, caso a espessura da seção erodida pela ação de ondas seja igual ou

maior que a profundidade nos canais incisos que eventualmente possam ter formados durante o rebaixamento. Isto ocorre em bacias com margens em rampa onde o baixo gradiente da plataforma causa incisão fluvial rasa, durante o período de queda relativa do nível do mar (POSAMENTIER & ALLEN, 1994).

O recobrimento da Formação Furnas está diretamente relacionado à elevação do nível relativo do mar, promovendo uma deposição em ambiente marinho-raso (BERGAMASCHI, 1999). O limite inferior da sequência B, registrado no poço TBG-1-PR na profundidade de 249m, marca o início de um trato de sistemas transgressivo (TST). O empilhamento das fácies da porção inferior da Formação Ponta Grossa no poço sugere um aumento rápido da taxa de elevação do nível do mar, com um avanço da linha de costa, promovendo a deposição em ambiente marinho raso de fácies de *shoreface* superior e inferior neste intervalo.

O limite superior da Sequência B foi posicionado na profundidade de 121 metros na base de um pacote relativamente espesso de arenito muito fino/fino, de base abrupta e depositado em domínio de *shoreface* inferior, truncando fácies de argilito/argilito síltico.

A superfície de inundação máxima da Sequência B (SIM-B) foi posicionada na profundidade de 146 metros tendo por base os valores mais elevados de COT% (teores máximos de 1,05%) nesta sequência, bem como, o registro de litologia de granulometria mais fina (fácies  $\alpha$ ) e presença de pirita, indicando ambiente redutor com predomínio de condições anóxicas/disóxida (BAHRIG, 1989). Tal superfície é correlata as SIMs, indicadas nos trabalhos de Bergamaschi (1999), Grahn et al. (2013) e Sedorko (2018), e está relacionada cronologicamente ao Emsiano. Nas proximidades da SIM-B um corpo de diabásio com 50 centímetros de espessura foi atravessado durante a perfuração do poço. Assim sendo, a matéria orgânica deve ter sido influenciada termicamente por esta rocha intrusiva, conforme indicado pelos dados de IH (Figura 48).

Como consequência dos posicionamentos das superfícies-chaves, acima referidos, a seção compreendida entre 249 e 146 metros foi caracterizada como constituinte de um trato de sistemas transgressivo (TST), enquanto que a seção compreendida entre 146 e 121 metros foi considerada constituinte de um trato de sistemas de mar alto (TSMA).

Baseando-se na tendência de variação da curva de COT% no TST, infere-se um padrão geral de empilhamento agradacional neste intervalo. No entanto, em escala de maior detalhamento, identifica-se três pacotes no TST, que exibem padrões de empilhamento diferente, intervalos estes considerados como parassequências distintas. Na primeira parassequência, registrada no intervalo entre 249 e 214 metros, observa-se um padrão agradacional, caracterizado pela alternância das fácies de interlaminado de siltitos/areia muito fina (fácies  $\alpha b$ ) com fácies de arenito muito fino/fino (fácies  $\beta a$ ) de shoreface superior. No intervalo 214 e 193 metros registra-se a segunda parassequência, esta evidenciada por um padrão retrogradacional na curva de COT%, além de predomínio de fácies  $\alpha b$  e presença subordinada de fácies  $\beta a$ . Um padrão progradacional/agradacional é observado no intervalo entre 193 e 149 metros, caracterizado pela presença das fácies  $\beta a$ ,  $\alpha b$ ,  $\beta b$  na terceira parassequência.

Ciclos de menor espessura (3m a 6m) identificados dentro de cada uma dessas parassequências, podem ser relacionadas ao modelo de Ciclos de Agradação Pontuada (Punctuated Aggradational Cycles - PAC) proposto por Goodwin & Anderson (1985). Em geral, estes ciclos possuem um padrão assimétrico exibindo frequentemente uma tendência de aumento granulométrico em direção ao topo. O padrão mais comumente observado deste ciclo na base do poço TBG-1-PR é a sucessão de fácies  $\alpha b$  na base e fácies  $\beta a$  no topo. Segundo este modelo, a partir de uma variação do nível base, novos espaços de acomodação são gerados com posterior preenchimento, este feito controlaria a alternância entre a deposição das fácies  $\alpha b$  e  $\beta a$  no intervalo inferior da Sequência B.

Utilizando-se os dados de sedimentologia, geoquímica e mineralogia caracterizou-se um padrão progradacional no TSMA, após a SIM-B. A granulometria fina dos depósitos deste intervalo, somada aos valores de COT e enxofre e a ausência da atividade biogênica sugerem a permanência das condições de lâmina d'água com baixa oxigenação durante parte da TSMA. Por toda seção superior da Sequência B são observados picos, variando de 6,5 a 8,5% nos dados de S (%) (Figura 49). Tal aumento foi confirmado nos dados petrográficos, EDS e DRX, por altas concentrações de piritas ( $FeS_2$ ) nas amostras 136,80m (Figura 28.C), 135,50m, e 128,80m indicando uma maior restrição do ambiente com baixa circulação de oxigênio e características redutoras (GOLDHABER & KALAN, 1974; BERNER, 1984; GIBLIN 1988), ideais para conservação de matéria orgânica. A gipsita ( $CaSO_4$ ) neste intervalo é de provável

origem secundária formada a partir de fluidos hidrotermais (Figura 26.A) e está registrada nas profundidades de 136,35m e 135,80m.

As condições de preservação de matéria orgânica observadas na Sequência B, de modo geral, não são favoráveis, tendo em vista o caráter predominantemente oxidante do ambiente nesta fase, com exceção do intervalo relacionado a SIM e parte do TSMA. Assim sendo, esta sequência apresenta menores teores COT do poço. A representação gráfica dos valores de IH vs IO no diagrama tipo Van Krevelen indica um predomínio de matéria orgânica do tipo III (matéria orgânica de origem terrestre em ambiente marinho raso com baixo potencial gerador) (figura 47).

### 5.1.2 Sequência deposicional C

A sequência deposicional “C” abrange um intervalo com espessura de aproximadamente 56 metros, pertencente litoestratigraficamente ao Membro Jaguariaíva da Formação Ponta Grossa. Um posicionamento cronoestratigráfico tentativo, baseado nos eventos de grandes afogamentos identificados nas curvas de carbono orgânico total (COT) e dados sedimentológicos da bacia, somado aos dados propostos por Sedorko (2018), indica que a sequência é de idade Emsiano ao Eifeliano.

A sequência deposicional de terceira ordem “C” é constituída pelos TST e TSMA. O limite inferior da sequência está bem marcado na sedimentologia e geoquímica do poço TBG-1-PR na profundidade de 122 metros. Nos dados sedimentológicos é possível notar o truncamento abrupto de arenitos de shoreface superior sobre pelitos de plataforma, representados pela variação entre as fácies  $\alpha$  e fácies  $\beta$ . Nos dados geoquímicos a deflexão negativa nos valores da curva de COT indica grande diminuição no teor de matéria orgânica preservada.

O limite entre as Sequências C e D foi posicionado na profundidade de 66 metros no contato entre um pacote espesso de arenito fino (fácies  $\beta$ ) de base abrupta sobre interlaminações de siltito areia muito fina (fácies  $\emptyset$ ).

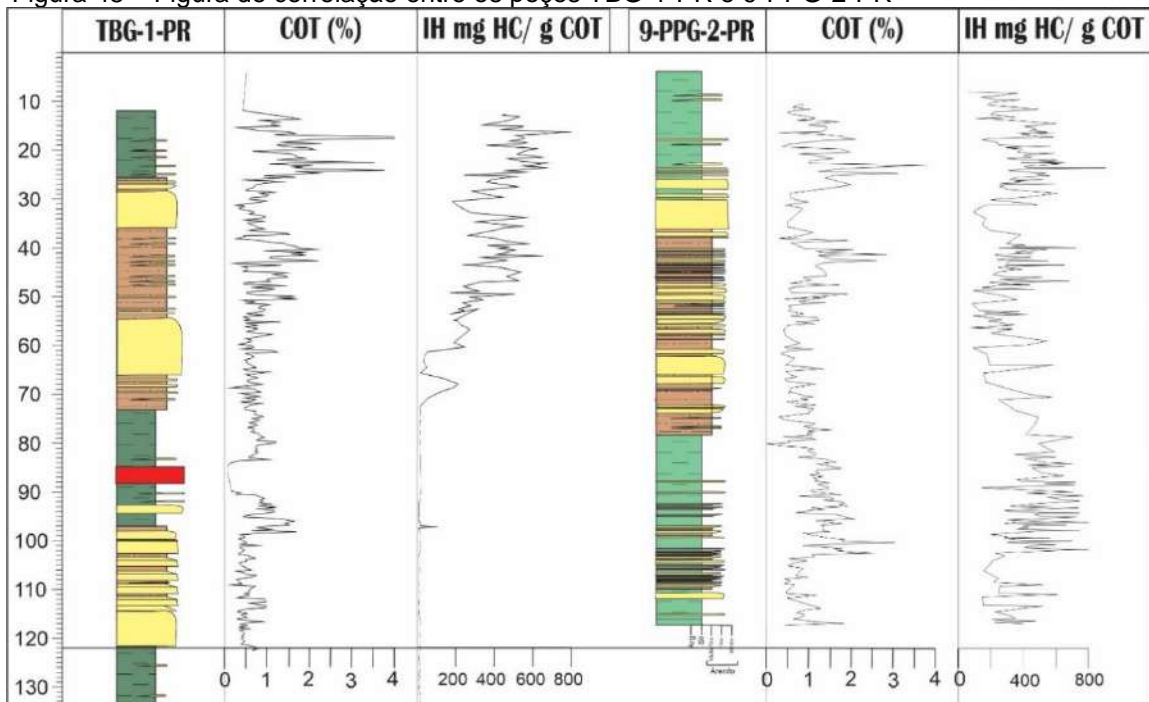
O TST da sequência C exhibe padrão de empilhamento agradacional/retrogradacional, conforme indicado pelos dados de COT% e dados

faciológicos. Observa-se o predomínio das fácies  $\beta_a$  na base do TST e fácies  $\beta_b$  no restante do intervalo, registrando a deposição de arenitos de shoreface inferior a offshore, sob ação de fluxo combinado (fluxos oscilatórios de ondas de tempestade e correntes unidirecionais). A rápida inflexão à direita na curva de COT% observada no topo do TST é associada à presença das fácies  $\alpha_a$ , com presença de minerais indicativos de condições anóxicas/disóxicas.

A Sequência C é a mais termicamente afetada em todo o poço, a presença de rocha ígnea intrusiva gera uma considerável alteração nas rochas microclásticas, chegando a ocasionar metamorfismo de contato (fácies  $\alpha_b$ ). Esta influência causa rearranjos mineralógicos, ocultação da trama mineral e atividades biogênicas originais, dificultando a interpretação estratigráfica. As alterações nos valores da curva de COT, devido a queima do material orgânico presente na rocha, também dificulta a definição com maior precisão deste intervalo estratigráfico no TBG-1-PR.

O poço 9-PPG-2-PR estudado por Rezende (2007), perfurado próximo ao TBG-1-PR, encontra-se menos afetado termicamente, estando assim, com sinal deposicional mais bem preservado. Através da correlação dos dois poços (Figura 48) é possível fazer uma análise comparada deste intervalo específico, possibilitando assim uma análise mais precisa da seção termicamente afetada do poço.

Figura 48 – Figura de correlação entre os poços TBG-1-PR e 9-PPG-2-PR



Fonte: O autor, 2020

No poço TBG-1-PR a superfície de inundação máxima da sequência C foi posicionada próxima a profundidade de 96m, onde observa-se um aumento no teor de COT (teores máximos de 1,53%) e a diminuição granulométrica, registrando a alternância de fácies  $\beta b$  para fácies  $\alpha a$ , bem como assembleia mineralógica com a presença de minerais característicos de ambiente redutor (siderita e pirita). Nas proximidades da SIM-C, no intervalo entre 85 e 88 metros, foi registrado o corpo de 3 metros de espessura de diabásio.

No poço 9-PPG-2-PR a SIM correlata está registrada na profundidade de 95 metros, sendo os teores máximos de COT cerca de 2,2%, evidenciando o menor efeito térmico neste poço. Os valores de IH por sua vez mostram uma variação mais sensível neste mesmo intervalo nos dois poços. Segundo Rezende (2007) o poço 9-PPG-2-PR possui valores médios de IH na ordem de 700mg HC/ g COT, enquanto no poço TBG-1-PR estes valores estão próximos a zero (Figura 48), já que este parâmetro é bastante sensível ao efeito térmico.

Acima da SIM-C observa-se uma tendência de diminuição ascendente nos valores de COT, tal efeito é mais evidente nos dados do poço 9-PPG-2-PR, sendo indicativo de uma fase progradacional, associada a um TSMA. Nesta fase o mar permaneceu suficientemente elevado, sendo capaz de continuar depositando argilitos/argilitos sílticos (fácies  $\alpha a$ ,  $\alpha b$  e  $\Omega a$ ) de baixa energia, além das fácies  $\delta a$  e  $\beta a$ , indicativas da ação de fluxos episódicos de mais alta energia. A mineralogia presente neste intervalo e a curva de tendência do COT% indicam uma variação de condições disóxicas na base para condições progressivamente mais óxicas em direção ao topo do TSMA.

O tipo de matéria orgânica não pode ser definido através do diagrama tipo Van Krevelen, pois a sequência encontra-se termicamente afetada no poço TBG-1-PR (figura 47).

### 5.1.3 Sequência deposicional D

A sequência deposicional de terceira ordem “D” encontra-se parcialmente representada no poço TBG-1-PR, abrangendo uma espessura aproximada de 54 metros, pertencente litoestratigraficamente ao Membro Tibagi e porção inferior do



Membro São Domingos da Formação Ponta Grossa. O posicionamento cronoestratigráfico sugerido, baseado nos eventos de grandes afogamentos, identificados pelas variações nas curvas de carbono orgânico total (COT) e dados sedimentológicos da bacia, somado aos dados propostos por Grahn et al (2013) indica que a sequência é de idade Eifeliano-Eogivetiano.

O limite inferior da sequência foi definido a partir de dados sedimentológicos, petrográficos, mineralógicos e geoquímicos. O contato abrupto entre fácies  $\alpha$  e fácies  $\beta$  foi interpretado como indicativo de uma superfície transgressiva (ST), coincidente com o limite de sequência, sendo esta indicativa do início de um trato de sistemas transgressivo (TST). Assim, a presença de fácies arenosas de *shoreface* por cerca de 12m seria indicativa da implantação do TST em um novo ciclo de terceira ordem.

A presença de arenitos de *shoreface* de base abrupta truncando pelitos de *offshore* foi previamente interpretada de forma alternativa por outros pesquisadores. Bergamaschi (1999) e Bergamaschi & Pereira (2001) consideraram esses arenitos de *shoreface* de base abrupta posicionado sobre pelitos como indicativos de processos de regressão forçada, inserindo-os em um trato de sistemas de mar baixo (TSMB). Oliveira & Pereira (2011) interpretaram um empilhamento faciológico similar, porém, posicionado próximo ao intervalo Givetiano-Frasniano, na porção norte da bacia, igualmente como representativo da deposição associada a eventos de regressão forçada, indicando a instalação de um trato de sistemas de regressão forçada (TSRF – *sensu*, Holz 2012). Entretanto, optou-se nesta pesquisa pelo posicionamento destas areias de *shoreface* na base de um TST, tendo em vista o baixo potencial de preservação de um TSMB em bacias do tipo rampa e também pela falta de outros elementos indicativos, na base de dados utilizadas, que corroborem com um TSRF.

A caracterização do arenito Tibagi é sempre um tema controverso na literatura da bacia. Assim sendo, este trabalho assume a possibilidade do reconhecimento do arenito Tibagi onde se observa as maiores espessuras de corpos arenosos, ou seja, no intervalo entre 54m e 66m, associados ao intervalo basal do TST de terceira ordem.

Na sequência D são observados dois intervalos com enriquecimento de COT, relacionados a ciclos de mais alta frequência, aqui designados como SIM-D1, posicionada na profundidade de 40 metros e SIM-D2 (SIM-D), localizada na profundidade de 21m. Após a SIM-D1 um ciclo de alta frequência marca um sistema progradante (TSMA), responsável pela deposição de cerca de 8 metros de arenitos

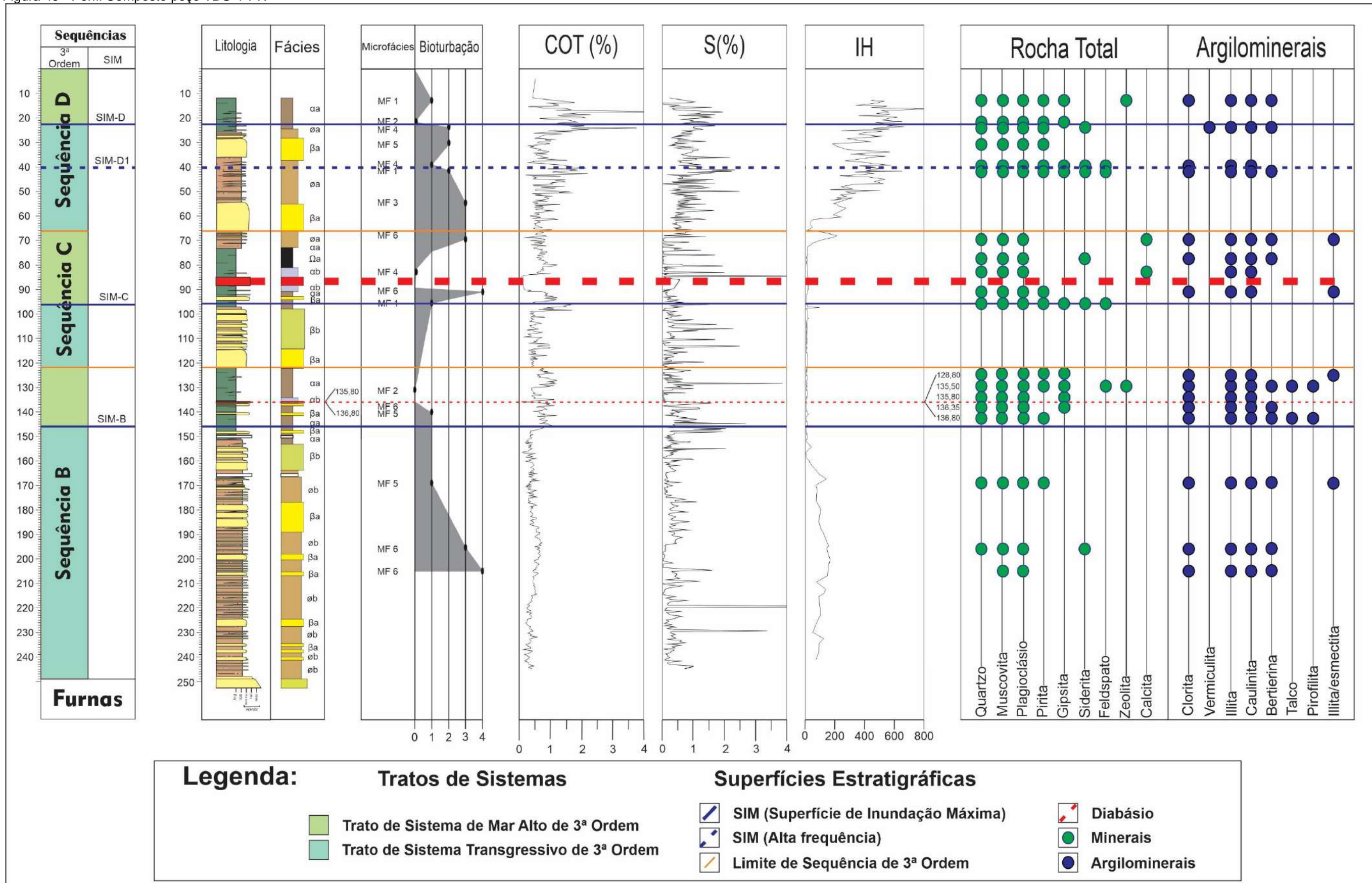
de *shoreface* da fácies  $\beta$ a. Nestes ciclos D1 e D2, as curvas de COT evidenciam tendências transgressivas (TST) e regressivas (TSMA) abaixo e acima da SIM-D1 e SIM-D2.

A superfície de inundação máxima da sequência D (SIM-D) foi posicionada na profundidade de 21 metros, tendo em vista a mineralogia característica de ambientes anóxico/disóxido com características redutoras, identificadas através de dados de DRX e EDS para este intervalo e os maiores teores de COT (máximo de 3,58%) e IH (máximo de 642mg). Logo, o intervalo entre 66m e 21m foi considerado pertencente ao TST de terceira ordem desta sequência, evidenciado pelo padrão agradacional/retrogradacional da curva de tendência de COT e pela tendência nítida de aumento dos valores de IH em direção ao topo do intervalo.

A partir da SIM D retornam as condições de trato de sistemas de mar alto (TSMA) para a sequência D, com pronunciadas tendências regressivas em todos os perfis, que permanecem até o final do registro no topo do poço.

Em toda a seção testemunhada do poço TBG-1-PR as condições mais favoráveis à preservação de matéria orgânica são observadas na SIM-D1 e particularmente na SIM-D2 (SIM-D), tendo em vistas os teores mais elevados de COT e IH nestes intervalos. Segundo o diagrama tipo Van Krevelen a matéria orgânica da sequência D em sua maioria é do tipo II (Figura 47), de origem marinha com pontual contribuição algálica.

Figura 49 - Perfil Composto poço TBG-1-PR



Fonte: O autor, 2020

## 6 DISCUSSÕES

### 6.1 Análise mineralógica qualitativa e implicações genéticas

A assembleia mineralógica observada nos Difractogramas de Raios X (DRX), somada aos dados de Espectroscopia por Energia Dispersiva (EDS) das amostras do poço TBG-1-PR possibilitaram a definição de uma mineralogia básica para todo o intervalo relacionado ao devoniano inferior na borda leste da Bacia do Paraná composta por: quartzo, muscovita, plagioclásio e argilominerais (clorita, illita e caulinita). Além desta mineralogia simplificada outras fases minerais foram identificadas ao longo do poço: siderita, pirita, gipsita, zeolita, calcita e os argilominerais: vermiculita, talco, pirofilita e bertierina. Todas estas, relacionadas a condições de transporte e deposição, diagênese e alterações pós-diagenéticas.

Apesar dos grãos de quartzo, muscovita e plagioclásio estarem presentes em todo poço TBG-1-PR, a presença de grãos detríticos destes minerais são facilmente observados nas, microfácies mais síltica arenosa (MF3 e MF6), indicando ambientes de mais alta energia. A deposição destes minerais com granulometria variando de areia fina a silte estão relacionadas a arenitos de shoreface subordinados a ciclos sedimentares de alta frequência com características progradante. Segundo Aigner & Reineck (1982) as correntes de tempestades podem transportar sedimentos de granulometria mais grossa (silte e areia muito fina) ou argila floculada da plataforma para a região de costa-afora, onde predomina deposição de finos e processos decantativos.

A presença de Siderita foi registrada em diferentes profundidades no poço TBG-1-PR (23,40m; 39,10m; 41,50m; 77,10m; 95,40m e 195,80m). Geralmente, a precipitação de siderita é restrita a ambientes caracterizados por algumas condições, tais como: existência de ambiente redutor, essencial para a estabilidade termodinâmica, bem como, a mobilização de quantidades suficientes de  $Fe^{2+}$ ; Baixa concentração de sulfato dissolvido no ambiente, a fim de favorecer a geração de Siderita ( $FeCO_3$ ) ao invés de Pirita ( $FeS_2$ ) e; pH próximo de neutro com pressão parcial de  $CO_2 > 0,1$  Pa (BAHRIG, 1989). Estas condições físicas e químicas restritas,

responsáveis pela formação de siderita podem ser utilizadas como indicadores de ambiente anóxico/disóxido comumente encontrados em alguns lagos e em muitos ambientes parálisos e marinhos (BERNER 1981). Assim, a siderita pode ser uma indicadora de eventos de grandes afogamentos, associada a Superfícies de Inundação Máxima, como registrado nas SIM-B, SIM-C, SIM-D e SIM-D1

No ambiente marinho a siderita pode se formar antes da redução do sulfato, em condições subóxicas. O aumento dos níveis de redução de sulfato favorece a precipitação de sulfetos de ferro (pirita) em preferência à siderita. Laenen & Craen (2004) sugerem a possibilidade de concomitância, em termos de gênese, da siderita e da pirita. No qual o principal motivo seria a taxa de redução do Fe no sistema que ultrapassaria a taxa de produção de sulfuretos, formando sideritas (CURTIS, 1985).

Lange & Petri (1967) indicam que a presença de pirita é comum na Formação Ponta Grossa. No poço TBG-1-PR as piritas estão diretamente associadas as microfácies argilosas e sílticas (MF1, MF2, MF4, MF5) com pouca atividade biogênica. Com isso, microfácies MF3 e MF6 são as únicas a não registrar o mineral. O DRX de rocha total indica a presença do mineral, especialmente, em profundidades relacionadas a eventos de afogamento da bacia. Algumas condições são fundamentais para a formação de pirita: ambiente predominantemente redutor (anóxico/disóxido), disponibilidade de matéria orgânica que possa ser metabolizada por bactérias sulfato redutoras, disseminação de sulfato nos sedimentos, disponibilidade de  $Fe^{2+}$  no sistema e produção de enxofre elementar (BERNER, 1970). Provavelmente as condições deposicionais na borda leste da Bacia do Paraná não foram de completa anoxia. Isto fica evidenciado pela presença de registros biogênicos, em ambiente redutor, com precipitação de pirita, bem como a presença de pirita framboidal (figura 25.D), indicando que o ambiente ainda possuía algum padrão de circulação durante o processo (SWEENET & KAPLAN, 1973).

A gipsita encontrada no poço TBG-1-PR é de origem controversa. Normalmente, a forma antigênica deste mineral está associada a precipitação de sais em processos de evaporação de massas de água, comum em ambientes evaporativos (bacias hipersalinas, *sabkas* e *playas*) (PIRLET, 2010). Tal contexto é incomum no Devoniano inferior Bacia do Paraná. No poço TBG-1-PR as gipsitas, em formato de grão (Figuras 18 e 19), são registrados nos tratos de sistemas transgressivo (TST) relacionados a intervalos argilosos e síltico argilosos (microfácies MF1, MF2 e MF4)

como mineral secundário, sempre associadas à presença de pirita, e em alguns casos a pirita e siderita, sugerindo condições semelhantes para sua formação. 1993 (1976), atribui a formação de gipsita não evaporítica, a alterações dos minerais de sulfeto (pirita). O que pode ser interpretado como uma opção para a presença do mineral no Membro Jaguariaíva, na borda leste da bacia do Paraná.

Nas profundidades de 135,80m e 136,35m a gipsita não aparece no formato de grão, sendo registrada em lâmina petrográfica preenchendo fraturas (Figura 26.A). Nos difratogramas de raios X de rocha total o mineral não está associado a nenhuma outra fase mineral, indicando assim uma nova origem secundária do mineral, relacionada precipitação a partir de fluidos hidrotermais emanados da intrusiva, localizada na profundidade de 136m. Outro mineral relacionado a emanações fluidas de rocha intrusiva seriam as calcitas registradas como material preenchendo fraturas na profundidade de 69,50m (Figura 21.A) e 82,40m.

Os argilominerais presentes no poço TBG-1-PR e suas respectivas assembleias minerais apresentam forte correlação com as sequências deposicionais observadas no presente trabalho e disponíveis na literatura. Galán (1986) propõem que os argilominerais presentes na superfície da crosta terrestre são resultado da interação da litosfera com os sistemas atmosfera, hidrosfera e biosfera e desaparecem em profundidade devido ao ciclo das rochas. Contudo, os argilominerais pertencentes ao poço TBG-1-PR são de uma interpretação ambiental um tanto quanto difícil devido ao complexo sistemas de argilominerais identificado nos sedimentos. Rocha (1993) salienta a necessidade de distinção entre argilominerais detríticos e antigênicos, tal preceito possibilita isolar efeitos do ambiente deposicional daqueles oriundos da contribuição da área fonte e da história pós-deposicional.

Trabalhos realizados por Ramos & Formoso (1975); Carelli (2010); e Maia (2017) na Formação Ponta Grossa, indicam que os argilominerais predominantes nas análises de DRX são interestratificados illita/esmectita, illita, caulinita. No poço TBG-1-PR foram registrados nos DRX de argilominerais: clorita, illita, caulinita em todas as amostras do poço, salvo a amostra de 82,40m onde não se identificou a presença de clorita. Outros argilominerais registrados nos DRX foram: bertierina, vermiculita, talco e pirofilita, além do interestratificado formado por illita/esmectita.

A maioria das cloritas presentes em argila são produtos secundários formado pela alteração de biotita ou outros silicatos ferromagnesianos (GOMES, 1988). A



presença de clorita em argilas possui relação de estabilidade diretamente condicionada a existência de climas frios ou temperados (AL-ANI & SARAPÄÄ, 2008). Outra possibilidade para formação de clorita está relacionada a formação diagenética a partir da esmectita e da caulinita, quando o ambiente possui fonte de Fe e Mg (BJORLYKKE, 1998). Velde (2003) associa a formação de clorita (chamosita) a um processo de transformação isoquímica mesodiagenética da bertierina, em temperaturas em torno de 120-160°C (Curtis 1985).

As illitas são os argilominerais mais frequentes em rochas sedimentares. Suas estruturas são semelhantes às das micas e sua formação comumente associa-se a alteração destes minerais ou de feldspatos (GOMES 1988).

A illita é reconhecida como um possível mineral diagenético em arenitos, uma vez que foi observada formando-se devido a transformação de partículas de caulinita (KULBICKI & MILLOT, 1960). A formação de illita é geralmente favorecida por condições alcalinas e por altas concentrações de Al e K (AL-ANI & SARAPÄÄ, 2008). Contudo, a illita, junto com a clorita, é o principal componente das rochas argilosas e dos folhelhos (CARR et al., 1994 apud AL-ANI & SARAPÄÄ, 2008). A presença de illita foi observada em todas as análises realizadas por DRX no poço.

A maior parte da illita presente no poço TBG-1- PR, apresenta uma fase de maior cristalinidade, pois frequentemente, a illita mal cristalizada encontra-se em associação com o mineral interestratificado illita/esmectita (HOWER et al ., 1976; CHAMLEY, 1989; DUDEK & SRONDO, 2000 apud MAIA, 2017), tal associação mineral só ocorre nas profundidades de 69,50m, 90,80m e 128,80m. Devido ao processo lento e gradual de formação da illita cristalina em sedimentos argilosos, são fundamentais, condições de temperatura entre 280° a 360°C atuando por um longo intervalo de tempo. (MEUNIER 2005)

A formação de caulinita pode ser explicada pela alteração de feldspatos através de intemperismo químico, diagênese ou hidrotermalismo. (BATES, 1959; apud SANTOS, 1989). Contudo, a alteração de outros aluminossilicatos também podem gerar a caulinita, como a alteração da muscovita (SAND, 1958, apud SANTOS, 1989). Assim sendo, a alteração mineralógica responsável pela presença de caulinita no poço TBG-1-PR provavelmente está relacionada a alteração de grão de muscovita (Figura 22.D).

Rodrigues & Quadros (1976) indicam a existência de uma fonte continental para os sedimentos da Formação Ponta Grossa, com base na frequência de caulinita e na distribuição do elemento boro. Segundo Freitas-Brazil (2004) a frequência de caulinita indica a influência continental na bacia. Assim sendo, a potencialidade de formação de caulinita diminui em direção à superfície de inundação máxima (MORAD et al., 2000). Análises semiquantitativas feitas a partir das amplitudes observadas nos picos de 7A nos difratogramas de DRX das amostras 69,50m 168,80m; 195,80m; 204,80m (Figuras 41.A, 45.B e 46.A e B) sugerem maiores quantidades do mineral caulinita para estas profundidades, compostas predominantemente por microfácies arenosas e silto arenosas MF6 e MF5 indicando maior influência de sedimentação continental. Enquanto que nas amostras 12,50m, 23,40m, 39,10m, 41,50m, 90,80m, 128,80m, 135,50m, 135,80m, 136,35m e 136,80m (Figuras 39.A e B, 40.A e B, 42.B, 43.A e B, 44.A e B, 45.A) valores semiquantitativos menores de caulinita sugerem proximidades a superfície de inundação máximas das sequências.

Autores mais recente preferem a utilização do termo eodiagenética em detrimento ao uso de caulinita autigênica (CRUZ & ANDREO, 1996; PE-PIPER et al., 2005; BAULUZ et al., 2014). Assim sendo, é fundamental a água meteórica para a formação de caulinita. Formoso et al. (1993) e Holanda (2017) relacionam a ausência de caulinita na Formação Irati a condição pontual de aridez, sugerindo uma diminuição dos parâmetros de umidade no clima, provavelmente associado a um padrão de drenagens menos robusto (FORMOSO et al., 1993). Assim sendo, as condições climáticas registradas para a deposição sedimentar nas amostras do poço TBG-1-PR sugerem ambientes de mais alta umidade para Devoniano Inferior e Médio da Bacia do Paraná.

A vermiculita é rara nas amostras do poço TBG-1-PR, sendo identificada apenas na profundidade de 23,40m. Esta provavelmente associada a alteração de grãos de clorita, uma vez que vermiculitas formadas através da alteração de minerais micáceos (muscovitas e biotitas) são raras em sedimentos marinhos (MOORE & REYNOLDS, 1997; DEER et al., 1966). Normalmente vermiculitas marinha são derivadas de materiais vulcânicos, clorita e hornblenda (AL-ANI & SARAPÄÄ, 2008).

Os minerais talco e pirofilita são comumente associados a aquecimento do sistema com ocorrência de metamorfismo (ANJOS & GUIMARÃES, 2008). Ramos & Formoso (1975) interpretam a presença de pirofilita como resultado de metamorfismo

de contato local devido a intrusões básicas. No poço TBG-1-PR os minerais talco e pirofilita foram identificados em associação, nas profundidades de 135,50m e 136,80m em fácies argilosas/sílticas, esses minerais estariam relacionados a influência térmica causada por uma rocha intrusiva com cerca de 50cm, na profundidade de 136 metros. As presenças desses minerais indicam uma mudança nas condições térmicas pós diagenéticas, da seção estudada.

Comumente interestratificados ocorrem entre unidades estruturais de grupos diferentes em combinações de camadas expansivas e não expansivas, como por exemplo o interestratificado illita-esmectita (REYNOLDS, 1984). No poço TBG-1-PR os difratogramas de DRX indicam a presença do interestratificado illita-esmectita nas profundidades de 69,50m, 90,80m e 128,80m (168,80m). Segundo Weaver (1958) este é o interestratificado mais abundante e o mais importante no estudo de diagênese, não estando restrito a nenhum ambiente em particular. A transformação da esmectita para illita através do argilomineral interestratificado está diretamente relacionado ao aumento da profundidade e conseqüentemente a temperatura, pois amostras termicamente mais aquecidas tendem a ter maiores razões de illita (WEAVER 1989; *In*: CHAMLEY, 1994). Tal dado torna a illita um excelente geotermômetro.

A bertierina ocorre em grande parte do poço TBG-1-PR e é um mineral comum em sedimentos marinhos geralmente associados à clorita, vermiculita, siderita, calcita e interestratificados illita/esmectita (BRINDLEY, 1982)

A caracterização química e mineralógica de chamosita e bertierina mostram que ambos os minerais são quimicamente relacionados, mas são estruturalmente diferentes. Geralmente a chamosita está relacionada ao início de uma fase hidrotermal. Contudo, a bertierina está relacionada com o estágio final do hidrotermalismo e o mineral pode mostrar recristalização incipiente provocada por metamorfismo de baixo grau ou por diagenética de alto grau. A bertierina está relacionado na maioria das vezes à siderita, calcita, sulfeto e matéria orgânica (RIVAS. et al., 2006)

Há também uma implicação paleoambiental para a Bertierina discutida por Freitas-Brazil (2004) e reforçado por Oliveira & Pereira (2011), principalmente no limite Givetiano/Frasniano. Freitas-Brazil (2004) sugere que a ampla ocorrência de Bertierina a partir do Givetiano estaria associado a incursões de águas quentes vindas do norte.

Ocorre nesse limite ironstones oolíticos de bertierina, os quais teriam sido depositados sob baixa taxa de sedimentação em condições marinhas rasas, intercalados a eventos transgressivos episódicos, que teriam retrabalhado esses sedimentos (OLIVEIRA & PEREIRA, 2011).

Os dados de DRX no poço TBG-1-PR mostram a bertierina com espaçamentos basais de 7 Å e 4,67 Å. Assumindo que o pico de 14 Å, que é fraco, está relacionado somente a presença de clorita. Segundo Brindley (1982) a ausência dessa reflexão é decisiva na identificação da bertierina, sugerindo que nas amostras estudadas, a bertierina está em fase inicial de transformação para a chamosita (que indica temperatura mais elevada).

## **6.2 Análise comparativa entre os poços 9-PPG-2-PR e TBG-1-PR**

A partir dos dados e descrições do poço 9-PPG-2-PR realizadas por Rezende (2007) e dados estabelecidos na presente dissertação, é possível observar uma boa correlação entre os poços. Assim sendo, sugere-se um reposicionamento das sequências estratigráficas previamente propostas para o poço 9-PPG-2-PR, uma vez que ambos os trabalhos utilizam como base as sequências propostas por Bergamaschi (1999)

Os dados sedimentológicos (continuidade lateral das litofácies depositadas), geoquímicos (curvas de tendências do COT% e IHmg HC/ g COT) e superfícies estratigráficas chaves foram comparados com o objetivo de elaborar uma correlação estratigráfica entre os poços TBG-1-PR e 9-PPG-2-PR. Ambos os poços foram perfurados no município de Tibagi - PR, a uma distância de aproximadamente 400 metros entre si (Figura 50).

Conforme já destacado, o poço TBG-1-PR atravessou uma seção de cerca de 250m da Formação Ponta Grossa, atingindo na sua base o topo da Formação Furnas. O poço 9-PPG-2-PR possui um registro de 117 metros inseridos integralmente na Formação Ponta Grossa.

Deve ser ressaltado que após a perfuração mais recente do poço TBG-1-PR em 2016, cujo registro é mais abrangente que aquele do poço 9-PPG-2-PR (perfurado

no início dos anos 1990), verificou-se, principalmente com base nas assinaturas das curvas de COT destes poços, que o registro do poço 9-PPG-2-PR representa uma seção cronoestratigraficamente mais jovem que aquela assumida previamente, pois correlaciona-se à porção superior do poço TBG-1-PR.

Figura 50 – Mapa de localização dos poços TBG-1-PR e 9-PPG-2-PR



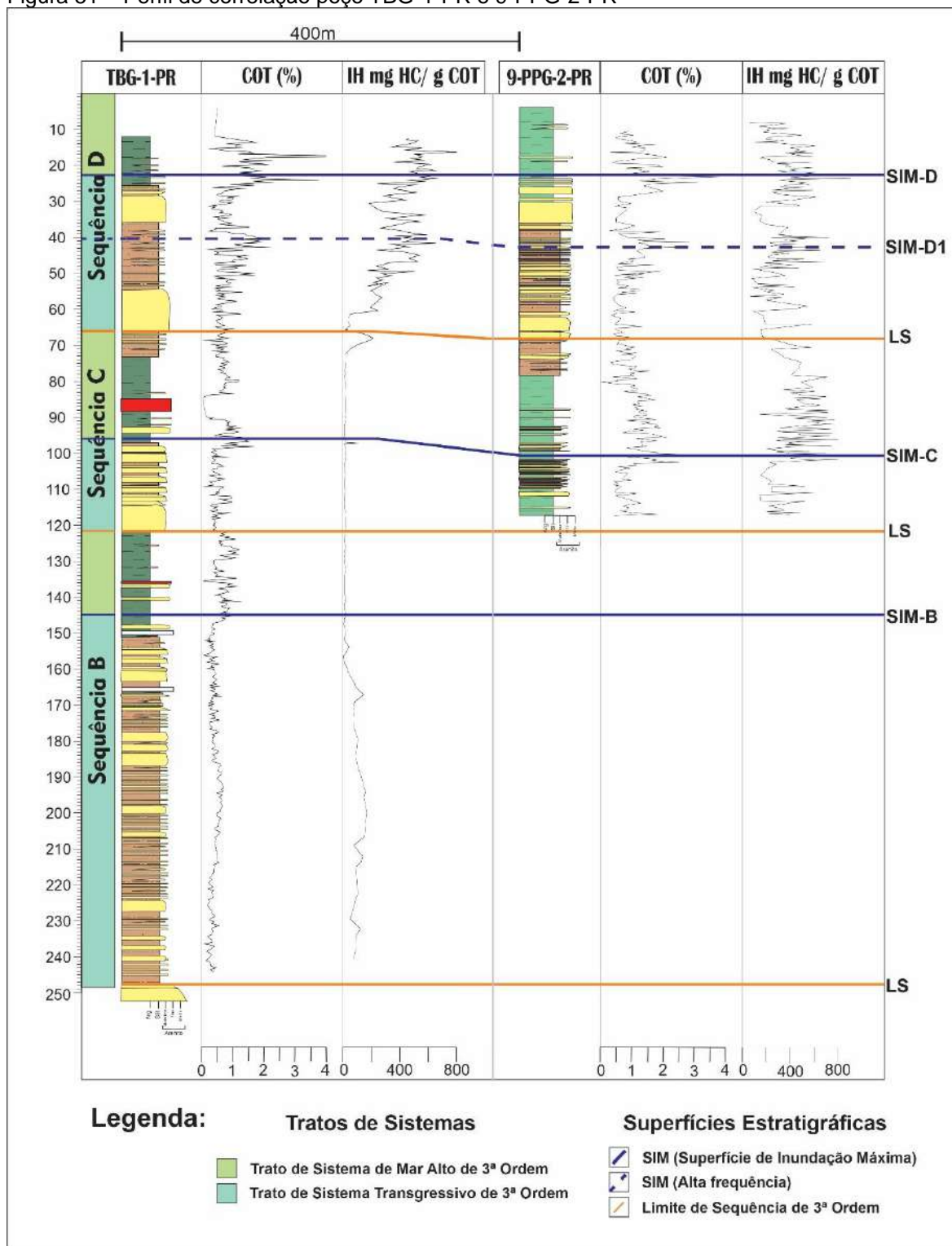
Fonte: Google Earth, 2020

Este novo posicionamento conduziu uma atualização na caracterização de sequências previamente propostas para o poço 9-PPG-2-PR. Assim, baseando-se na análise do registro de dados desses poços foi possível correlacionar as superfícies-chaves registradas no poço TBG-1-PR para o poço 9-PPG-2-PR, principalmente as superfícies de inundação máximas SIM-D, SIM-C e a SIM de mais alta frequência SIM-D1 (Figura 51).

Utilizou-se como datum da correlação a superfície de inundação máxima com registro mais expressivo no poço TBG-1-PR (SIM-D). A partir dela foram definidas correlações com as demais SIMs registradas, bem como, os limites de sequência identificados.

O tipo de material orgânico presente nas análises geoquímicas realizadas nos poços 9-PPG-2-PR e TBG-1-PR também foram comparadas a fim de confirmar a correlação entre as sequências estratigráficas dos poços. Considerando a proximidade relativa entre os poços para uma bacia sinéclise (aproximadamente 400 metros) e o mesmo intervalo estratigráfico estudado, é esperado que o tipo de material orgânico apresente semelhança.

Figura 51 – Perfil de correlação poço TBG-1-PR e 9-PPG-2-PR



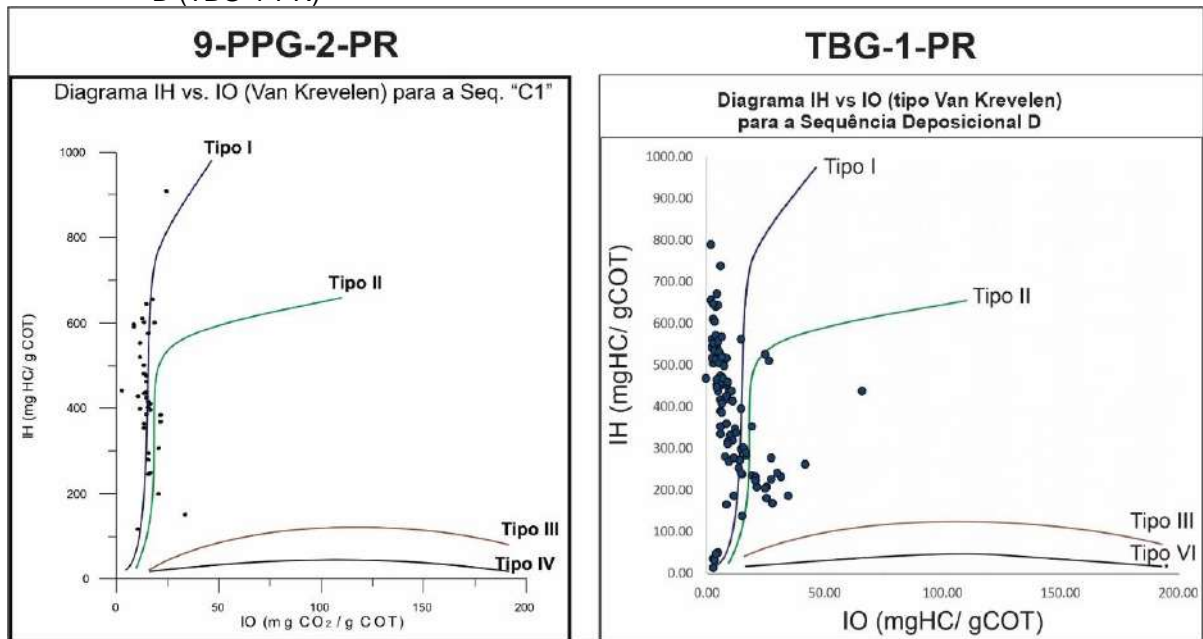
Fonte: O autor, 2020

Em seu trabalho, Rezende (2007) indica predominância de matéria orgânica do tipo I/II em todas as suas sequências, caracterizando-as como um material de boa qualidade associado a algas e cutículas vegetais, alcançando valores máximos de IH de até 800mg HC/ g COT. Entretanto, no poço TBG-1-PR o registro de uma matéria



orgânica com a mesma qualidade só é encontrado na porção superior da seção perfurada, no contexto da Sequência D, caracterizada para este poço, a qual estaria associada a sequência C1 e B4 propostas para o poço 9-PPG-2-PR (Figura 52). Embora o posicionamento bioestratigráfico destes poços não esteja estabelecido, as considerações acima foram apoiadas na correlação das curvas de COT de ambos os poços como já destacados

Figura 52 – Correlação entre o tipo de matéria orgânica da sequência C1 (9-PPG-2-PR) e sequência D (TBG-1-PR)



Legenda: Relação entre o índice de hidrogênio em função do índice de oxigênio (Diagrama tipo Van Krevelen).

Fonte: O autor, 2020

Porém, deve ser salientado que a avaliação da qualidade da matéria orgânica não pode ser feita de forma adequada nas porções intermediária referentes ao intervalo inferior da sequência C, do poço TBG-1-PR, uma vez que estes intervalos se encontram termicamente afetados neste poço, fator que afetou a curva de IH e deslocou grande parte dos pontos no diagrama no diagrama tipo Van Krevelen para querogênio do tipo IV (matéria orgânica oxidada) (Figura 47).

Segundo Bergamaschi (1999), os valores de IH presentes na sequência B, antes de atingir a superfície de inundação máxima, variam entre 100 e 200mg HC/ g COT. Esses valores sugerem condições ambientais mais oxidantes para a sequência B, favorecendo a degradação parcial da matéria orgânica.

Desta forma, destaca-se que a comparação dos dados de IH e de avaliação do tipo de matéria (diagrama tipo Van Krevelen) destes poços fica mais coerente quando se considera a correlação proposta na Figura 51.

## CONCLUSÃO

A partir da análise dos dados sedimentológicos, petrográficos, mineralógicos e geoquímicos do registro sedimentar do poço TBG-1-PR foi possível estabelecer, com um bom detalhamento, a divisão estratigráfica da seção estudada. A associação destas informações possibilitou a descrição e interpretação de três sequências sedimentares de terceira ordem, denominadas de Sequências “B”, “C” e “D” (sensu BERGAMASCHI, 1999), e seus tratos de sistemas constituintes.

Estas sequências deposicionais estão relacionadas a uma tendência geral de elevação do nível relativo do mar do Devoniano Inferior/Médio na bacia, apresentando o predomínio de um trato de sistemas transgressivo bem desenvolvido. Alterações nestas condições são derivadas de modificações nas condições marinhas e estão refletidas nos perfis de tendência, nos dados litológicos e mineralógicos

A identificação e interpretação de superfícies-chaves, principalmente as superfícies de inundações máximas propostas para o poço TBG-1-PR, foram correlacionadas a outros trabalhos da Bacia do Paraná e possibilitou uma caracterização cronoestratigráfica para a seção estudada, posicionando-a no intervalo Devoniano Inferior/ Médio (Praguiano – Eifeliano). Todas as sequências foram correlacionadas a estudos prévios.

A sequência “B” apresenta idades variando entre Praguiano a Emsiano. O limite inferior da sequência é caracterizado pelo recobrimento da Formação Furnas a partir da rápida elevação do nível mar, registrando arenitos de *shoreface* intercalados a siltitos, relacionados a depósitos marinhos transgressivos sob a influência de tempestades. Tal registro possibilitou um importante controle estratigráfico para o poço TBG-1-PR.

A sequência “C” registrou as maiores condições de influência térmica do intervalo estudado. A presença de uma rocha intrusiva com cerca de 3 metros, causou intensas alterações nos dados geoquímicos e sedimentológicos, bem como, gerou registro característicos na mineralogia. Contudo dados do índice de hidrogênio (IH), os quais são mais sensíveis a tais condições, sugerem que o efeito térmico afetou não somente as proximidades da intrusiva, mas um grande intervalo da seção estudada, mesmo que em menores proporções. Sugere-se, portanto a ocorrência de um sistema

magmático intrusivo na região do poço estudado, o qual teria aumentado a geoterma local e influenciado o registro sedimentar.

A base da sequência “D” registra, o que talvez seja, a mais controversa discussão sobre a Formação Ponta Grossa na literatura: o posicionamento do Membro Tibagi. O presente trabalho assumiu a possibilidade do reconhecimento do arenito Tibagi na base de um trato de sistemas transgressivo (TST) de terceira ordem.

A seção referente ao trato de sistemas transgressivo (TST) da sequência “D”, registrou no topo do poço TBG-1-PR as melhores condições de preservação de matéria orgânica. Os níveis argilosos e síltico argilosos registrados neste intervalo apresentam os maiores teores de carbono orgânico total (teores de aproximadamente 4% de COT). Este intervalo seria o mais indicado a futuros trabalhos visando prospecções de hidrocarbonetos.

Os resultados alcançados a partir da integração dos dados de Microfácies, DRX e MEV contribuíram para a determinação da mineralogia e entendimento de sua relação com aspectos paleoambientais, relacionados a Estratigrafia de Sequência do poço TBG-1-PR. As análises de DRX mostraram que a composição mineralógica das rochas microclásticas envolvidas neste estudo apresentam, na maioria das amostras, os argilominerais clorita, illita, caulinita e de forma subordinada bertierina, vermiculita, pirofilita, talco e o interestratificado illita/esmectita. A presença destes argilominerais no poço TBG-1-PR e suas respectivas assembleias minerais pode ser diretamente correlacionada com as sequências deposicionais.

As microfácies arenosas registraram a presença mais relevante de quartzo, plagioclásio, micas e óxidos de ferro, indicando a contribuição de uma área fonte continental mais proximal, muitas vezes marcando limites de sequências no poço TBG-1-PR. Outros minerais não argilosos, indicados nos DRX de rocha total, são pirita, gipsita, siderita, zeolita e calcita. Tais minerais relacionam-se diretamente com as condições paleoambientais disponíveis durante o processo de transporte, deposição e diagênese dos sedimentos

A presença de pirita, sideritas e gipsitas em grão marcaram as condições relacionados a ambientes redutores, com condições anóxicas/disóxicas, assim, corroborando com a definição de superfícies de inundação máxima. Minerais como calcita e zeolita estão associados a interações pós diagenéticos relacionados a presença de rochas intrusivas.

Portanto, conclui-se que a análise estratigráfica, feita a partir da integração de diferentes métodos, possibilitou um controle maior dos eventos ocorridos no intervalo Praguiano – Eifeliano. No intervalo estudado no poço TBG-1-PR as interpretações feitas a partir das associações de métodos permitiram, a identificação de eventos, aqui classificados como sequências deposicionais de terceira ordem, assim como os principais controles deposicionais que atuaram na deposição das mesmas. A utilização de dados mineralógicos e de microfácies forneceu valorosa contribuição sobre a dinâmica deposicional, no que tange as relações de aporte sedimentar e das condições relativas de oxigenação do ambiente ao longo de determinados intervalos de tempo, corroborando com uma divisão segura das sequências de terceira ordem “B”, “C”, “D” para dados estratigráficos borda leste da Bacia do Paraná e sugerindo uma releitura de dados feitos anteriormente em outros poços.

## REFERÊNCIAS

- AIGNER, T.; REINECK, H. E. Proximity trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis: *Senckenbergiana Maritima*, v. 16. 1982.
- ALMEIDA, F.F.M. & CARNEIRO, C.D.R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. *In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (orgs). Geologia do Continente Sul-Americano; Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo. Ed. Beca. P. 43 – 58. 2004.*
- AGUIAR, A.P.O. *Estratigrafia de alta resolução aplicada ao intervalo Praguiano da Baía do Paraná com base em furos de sondagem rasas e afloramentos da região norte da bacia. 2004. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2004.*
- ALGEO, T. J.; SCHWARK, L.; HOWER, J. C. High-resolution geochemistry and sequence stratigraphy of the Hushpuckney Shale (Swope Formation, eastern Kansas): implications for climato-environmental dynamics of the Late Pennsylvanian Midcontinent Seaway. *Chemical Geology*, v. 206, n. 3-4, p. 259-288, 2004.
- ALVES D.B. *Influência dos tratamentos de dispersão de amostra na análise dos argilominerais por Difração de Raios-X. Aplicação nos Folhelhos Cretáceos do Flanco Noroeste da Bacia da Foz do Amazonas. 1989. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado. 1989, 437 p.*
- AL-ANI, Thair; SARAPÄÄ, Olli. *Clay and clay mineralogy. Physical-chemical Properties and Industrial Uses, 2008.*
- ANDRADE, S.M. & CAMARCO, P.E.N. Estratigrafia dos sedimentos devonianos do flanco nordeste da Bacia do Paraná. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Anais, 5:2828 – 2836. 1980*
- ANJOS, C. W. D.; GUIMARÃES, E. M.. Metamorfismo de contato nas rochas da Formação Irati (Permiano), norte da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, n. 4, p. 629-641, 2008.
- ARTUR, P.C. & SORES, P.C. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4):433 – 448. 2002.
- ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; MILANI, E. J. Seqüências tectono-sedimentares da Bacia do Paraná, sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 24, p. 171-188, 1994.
- ASSINE, M. L. *Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil. 1996. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.*



- ASSINE, M. L.; ALVARENGA, C.J.S.; PERINOTTO, J.A.J. Formação lapó: glaciação continental no limite Ordoviciano/Siluriano da Bacia do Paraná. São Paulo, *Revista Brasileira de Geociências.*, v.28, n.1. 1998. p. 51-60.
- BAILEY, S. W. Nomenclature for regular interstratifications. *Clay Minerals*, v. 17, n. 2, p. 243-248, 1982.
- BAHRIG, Björn. Stable isotope composition of siderite as an indicator of the paleoenvironmental history of oil shale lakes. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, v. 70, n. 1-3, p. 139-151, 1989.
- BAULUZ, B et al. Early kaolinization of detrital Weald facies in the Galve Sub-basin (Central Iberian Chain, north-east Spain) and its relationship to palaeoclimate. *Cretaceous Research*, v. 50, p. 214-227, 2014.
- BERGAMASCHI, S. *Análise sedimentológica da Formação Furnas na faixa de afloramentos do flanco norte do arco estrutural de Ponta Grossa, Bacia do Paraná, Brasil*. 1992. 172 p. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro.
- BERGAMASCHI, S. *Análise estratigráfica do Siluro-Devoniano, (Formações Furnas e Ponta Grossa) da Sub-bacia Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil*. São Paulo. 1999. 167 p. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, USP – IGC.
- BERGAMASCHI, S.; PEREIRA, E. *Caracterização de sequências deposicionais de 3a ordem para o Siluro-Devoniano na Sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil. Ciência-Técnica Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo*, 20. 2001. p. 63-73.
- BERNER, R. A. Sedimentary pyrite formation. *American journal of science*, v. 268, n. 1, p. 1-23, 1970.
- BERNER, R. A. A new geochemical classification of sedimentary environments. *Journal of Sedimentary Research*, v. 51, n. 2, p. 359-365, 1981.
- BERNER, R. A. Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica et cosmochimica Acta*, v. 48, n. 4, p. 605-615, 1984.
- BJØRLYKKE, K. Clay mineral diagenesis in sedimentary basins—a key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea Basin. *Clay minerals*, v. 33, n. 1, p. 15-34, 1998.
- BRINDLEY, G.W. Chemical composition of berthierines a review. *Clays and Clay Minerals*, vol. 30, p. 153-155, 1982
- BRINDLEY, G.W.; BROWN, G. (eds.) *Crystal Structures of Clays Minerals and Their X-RAY Indetification: 1*. Ed. London: Mineralogical Society, Monograph 5, 1980. 495 p.

- BOLZON, R.T.; AZEVEDO, I.; ASSINE, M.L. Sítio Jaguariaíva, PR. Invertebrados devonianos de grande importância paleobiogeográfica. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M.L.C. (eds.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, p. 33-37. 2002
- BUATOIS, L. A.; MÁNGANO, M. G. *Ichnology: Organism-substrate interactions in space and time*. Cambridge University Press, 2011.
- CANDIDO, A.G. & ROSTIROLLA, S.P. Análise de fácies e revisão da estratigrafia de seqüências da Formação Ponta Grossa, Bacia do Paraná - ênfase nos arenitos do Membro Tibagi. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 2007 15(1): 45-62.
- CAPUTO, M. V.; CROWELL, J. C. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of América Bulletin*, Boulder, 96, p. 1020-1036, 1985.
- CAPUTO, M. V.; MELO, J. H. G.; STREEL, M.; ISBELL, J. L. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South América. In: FIELDING, C. R.; FRANK, T. D.; ISBELL, J. L. (Ed.). *Resolving the Late Paleozoic ice age in time and space*. Boulder: Geological Society of América, 2008. p. 161-173. Special Paper, 441.
- CATUNEANU, Octavian. *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, 2006.
- CARELLI, T.G. *Caracterização de microfácies sedimentares em folhelhos da Formação Ponta Grossa (devoniano), na borda leste da bacia do Paraná*. Dissertação (Mestrado em Geologia) 218 p. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade federal do Rio de Janeiro. 2010.
- CHAMLEY, H. *Clay Sedimentology*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 1989. p. 623
- CHAMLEY, H. Clay mineral diagenesis. In: *Quantitative diagenesis: Recent developments and applications to reservoir geology*. Springer, Dordrecht, 1994. p. 161-188.
- CLARKE, J. M. 1913. *Fósseis devonianos do Paraná*. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 353 p. (Monografia 1).
- CREANEY, S.; PASSEY, Q. R. Recurring patterns of total organic carbon and source rock quality within a sequence stratigraphic framework. *AAPG Bull*, 77: 386-401. 1993
- CRUZ, M. D R.; ANDREO, B. Genesis and transformation of dickite in Permo-Triassic sediments (Betic Cordilleras, Spain). *Clay Minerals*, v. 31, n. 2, p. 133-152, 1996.

- CURTIS C.D. Clay mineral precipitation and transformation during burial diagenesis. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A315:91-105. 1985
- DAEMON, R. F.; QUADROS, L. P.; SILVA, LC da. Devonian palynology and biostratigraphy of the Paraná Basin. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 21, n. 22, p. 99-132, 1967.
- DEDAVID, B.A.; GOMES, C.I.; MACHADO, G. *Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras: materiais poliméricos, metálicos e semicondutores*. EDIPUCRS, Porto Alegre. 2007. 60p
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. *Minerais constituintes de rocha – Uma Introdução*. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian. 1966. 558p.
- DELLA FÁVERA, J.C. *Fundamentos da Estratigrafia Moderna*. Rio de Janeiro.Ed. UERJ. 264p. 2001
- DEMAISON, G. J.; MOORE, G. Tn. Anoxic environments and oil source bed genesis. *AAPG Bulletin*, v. 64, n. 8, p. 1179-1209, 1980.
- DINO, R. Palynostratigraphy of the Silurian and Devonian Sequence of the Paraná Basin, Brazil. In: Rodrigues, M.A.C.; Pereira, E. (eds.) *Ordovician-Devonian Palynostratigraphy in Western Gondwana: Update, Problems and Perspectives*. Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 1999. p. 27-62.
- ESPITALIÉ, J.; DEROO, G.; MARQUIS, F. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Deuxième partie. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, v. 40, n. 6, p. 755-784, 1985.
- FAURE, K.; MIZOTA, C. Hydrothermal origin of smectite in volcanic ash. *Clays and Clay Minerals*, v. 46, n. 2, p. 178-182, 1998.
- FREITAS BRAZIL, F.A. *Estratigrafia de sequências e processo diagenético: Exemplo dos arenitos marinho-rasos da Formação Ponta Grossa, Noroeste da Bacia do Paraná*. Rio de Janeiro. 2004. 124 p. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 2004.
- FORMOSO, M. L. L.; RAMOS, A. N. & Alves, D. B. *Clay mineralogy of the gondwanic sedimentary rocks of the Paraná Basin, South America*. In: INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, Adelaide, Australia. 1993. p. 421- 428.
- GALAN, E. Las arcillas como indicadores paleoambientais. *Bol. Soc. Esp. Miner.*, v.9, p. 11-22, 1986.
- GAVIRIA, Sergio; PÉREZ, Gustavo Adolfo Sarmiento; MARTÍNEZ, Manuel Fernando Sánchez. Minerales arcillosos como marcadores de procesos diagenéticos en lodolitas oscuras del cretáceo inferior de la región de Ráquira, Boyacá, Cordillera Oriental de Colombia. *Geología Colombiana*, v. 37, 2012.

- GERRIENNE, P.; FAIRON-DEMARET, M.; GALTIER, J.; LARDEUX, H.; MEYER-BERTHAUD, B.; REGNAULT, S.; STEEMANS, P. Plants Associated with Tentaculites in a New Early Devonian Locality from Morocco. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, n. 54. 1999. p. 323-335.
- GIBLIN, Anne E. Pyrite formation in marshes during early diagenesis. *Geomicrobiology Journal*, v. 6, n. 2, p. 77-97, 1988.
- GRAHN, Y.; BERGAMASCHI, S. & PEREIRA, E. 2002. *Middle and Upper Devonian Chitinozoan biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay*. *Palynology*, 26. 2002. p. 135–165.
- GRAHN, Y.; MAULLER, P.M.; BREUER, P.; BOSETTI, E.; BERGAMASCHI, S & PEREIRA, E. The Furnas/Ponta Grossa contact and the age of the Lowermost Ponta Grossa Formation in the Apucarana Sub-basin (Paraná Basin, Brazil): Integrated Palynological age determination. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 13(2). 2010. p. 89-102
- GRAHN, Y et al. Palynology and sequence stratigraphy of three Devonian rock units in the Apucarana Sub-basin (Paraná Basin, south Brazil): additional data and correlation. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 198, p. 27-44, 2013.
- GOLDHABER, M. B.; KAPLAN, I. R. The sulfur cycle. In: Goldberg, E.D. (ed.) *The sea*. Vol. 5. Wiley, New York. 1974, p. 569-655.
- GOODWIN, Peter W.; ANDERSON, E. J. Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *The Journal of Geology*, v. 93, n. 5, p. 515-533, 1985.
- GOMES, C. S. F. *Argilas: o que são e para que servem*. Calouste Gulbenkian, Lisboa. 1988
- GUGGENHEIN, S.; ADAMS, J.M.; BAIN, D.C.; BERGAYA, F.; BRIGATTI, M.F.; DRITS, V.A.; FORMOSO, M.L.L.; GALAN, E.; KOGURE, T.; STANJEK, H. Summary of recommendations of nomenclature committees relevant to clay mineralogy. *Clays and Clay Miner.* v.54, p.761–772, 2006.
- HOLANDA, W. H. S. *Mineralogia da Formação Irati e suas implicações paleoambientais, paleoclimáticas e estratigráficas na Bacia do Paraná, região de Sapopema, Paraná*. 2018. 174 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.
- HOLZ, M. *Estratigrafia de Sequências: Histórico, Princípios e Aplicações*. Rio de Janeiro, editora Interciência, 2012.
- HOSTERMAN, J.W. and WHITLOW, S. I. *Clay Mineralogy of Devonian Shales in the Appalachian Basin*. 1983. p. 81-585.

- HOWER, J., ESLINGER, E. V., HOWER, M. E., and PERRY, E. A. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: Mineralogical and chemical evidence: *Geol. Soc. Amer. Bull.* 87. 1976. p.725-737.
- KEIDEL, J. La geología de las sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sud Africa y los Andes. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, *Mineralogía y Minería*, Buenos Aires, v. 9, n. 3, p. 1-78, 1916.
- KESTENBACH, H.J.; BOTA FILHO W.J. *Microscopia eletrônica transmissão e varredura*. São Paulo: ABM, 1994.
- KLEIN G.D. Intracratonic basins. In: C.J. BUSBY, R.V. Ingersoll. Eds. *Tectonics of sedimentary basins*. Blackwell Science. p. 459-478. 1995
- KULBICKI, Georges; MILLOT, Georges. L'évolution de la fraction argileuse des grès pétroliers cambro-ordoviciens du Sahara Central. *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires*, v. 13, n. 4, p. 147-155, 1960.
- LANGE, F.W. E PETRI, S. The Devonian of the Paraná Basin. *Boletim Paranaense Geociências*, 21/22: 5-55. 1967
- LANGE F.W. Biostratigraphic subdivision and correlation of the Devonian in the Paraná Basin. *Boletim Paranaense Geociências*, 21-22:63-98. 1967
- LAENEN, B.; DE CRAEN, M. Eogenetic siderite as an indicator for fluctuations in sedimentation rate in the Oligocene Boom Clay Formation (Belgium). *Sedimentary Geology*, v. 163, n. 3-4, p. 165-174, 2004.
- LÜNING, S.; Wendt, J.; Belka, Z.; Kaufmann, B. Temporal-spatial reconstruction of the early Frasnian (Late Devonian) anoxia in NW Africa: New field data from the Ahnet Basin (Algeria). *Sedim. Geol.* 163, 237-264. 2004
- MAIA, M. F. B. *Análise microfaciológica e qualitativa dos folhelhos do Membro Jaguariáiva, Formação Ponta Grossa, Bacia do Paraná*. 2017. 134f. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.
- MELO, J.H.G. *A província Malvinocáfrica no Devoniano do Brasil - estado atual dos conhecimentos*. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1985. 890p. (Tese de Mestrado, IG-UFRJ). 1985
- MEUNIER, A. *Clays*. Berlin: Springer. Meunier; Velde. 2005. 472p
- MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.B. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências. Petrobrás*, 8 (1). 1994. p. 69-82.
- MILANI, E.J. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. (1997). 2 v. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

- MILANI, E. J.; FACCINI, U. F.; SCHERER, C. M.; ARAUJO, L. M. D. & CUPERTINO, J. A. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), southern Brazil. *Boletim IG-USP*, 29, 125-173. 1998
- MILANI, E.J.; ZALAN, P.V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South América. *Episodes*, v. 22, p. 199-205, 1999.
- MILANI, E.J. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (orgs). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo. Ed. Beca. P. 265 – 280. 2004
- MILANI, E.J. MELO, J.H.G; SOUZA, P.A; FERNANDES, A.; FRANÇA, A.B., Bacia do Paraná. In Cartas Estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobrás* v.15. n.2. 2007.
- MOORE, D. M. & REYNOLDS, R. C., Jr. *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*, 2nd ed. xviii + Oxford, New York: Oxford University Press. 1997. p.378.
- MORAD, S., KETZER, J. M., DE ROS, F. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47. 2000. p. 95-120.
- MYERS, K. J. Organic-rich facies and hydrocarbon source rock. In: Emery, D., Myers, K.J. (eds.). *Sequence Stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford, pp. 238 – 257. 1996
- NEVES, L.E. *Estudo prático de argilas por difratometria de raios – xB. téc. Petrobras*, Rio de Janeiro, 11 (1). 1968. p. 123-135.
- OLIVEIRA, L.C. *Estudo das relações entre o arcabouço estratigráfico e as alterações diagenéticas observadas na seção Devoniana da Bacia do Paraná*. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 100 p. 2009
- OLIVEIRA, L. C., & PEREIRA, E. Ocorrência de Ironstones no Devoniano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(3), 447-462, 2011
- OLIVERO, D. *La trace fossile Zoophycos du Jurasique du sudest de la France. Signification paleoenvironnementale*. Doc. LabG\_ Ol Lyon 129:1-329. In: Giraud, F.; Olivero, D.; Baudin, F.; Reboulet, S.; Pittet, B.; Proux, Olivier. 2003. Minor changes in surface-water fertility across the oceanic event 1d (latest Albian, SE France) evidenced by calcareous nannofossils. *International Journal Earth Science*, 92: 267-284, 1994.
- PEDERSEN, T. F.; CALVERT, S. E. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?. *AAPG bulletin*, v. 74, n. 4, p. 454-466, 1990



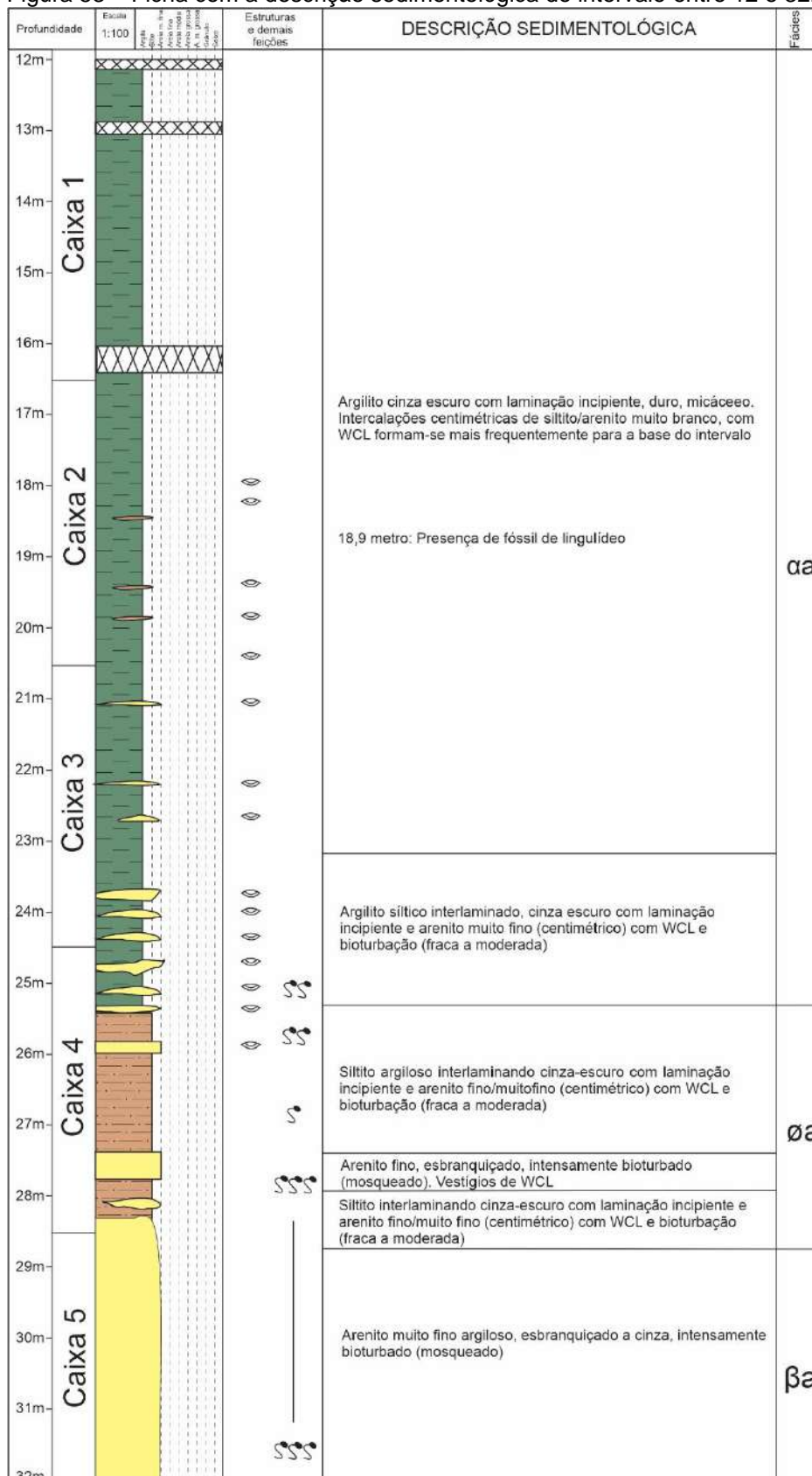
- PE-PIPER, G.; PIPER, D. J. W. The South Aegean active volcanic arc: relationships between magmatism and tectonics. In: *Developments in Volcanology*. Elsevier, 2005. p. 113-133.
- PEREIRA, E. Análise estratigráfica do Paleozoico médio da sub-bacia do Alto Garças no sudoeste de Goiás: bacia do Paraná. Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 16, p. 139-140, 1993.
- PEREIRA, E & BERGAMASCHI, S. *Estudo da evolução tectono-sedimentar das sequências ordovicianas, siluriana e devoniana nas sub-bacias Apucarana e Alto Garças, Bacia do Paraná, Gondwana Ocidental*. In: Simpósio Sul-Brasileiro do Siluro-Devoniano, 1996, Ponta Grossa. Anais. Ponta Grossa, PMPG/UEPG/UFPR, 1996. p. 219–238.
- PEREIRA, E. *Evolução Tectono-sedimentar do intervalo Ordoviciano-Siluriano da Bacia do Paraná, com ênfase na Sub-Bacia de Alto garças e no Paraguai Oriental*. 277 p. Tese (Doutorado em Geologia). São Paulo, Instituto de Geociências, USP. 2000.
- PICARD, M. D. Classification of fine-grained sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, v. 41, n. 1, p. 179-195, 1971.
- PIRLET, H et al. Diagenetic formation of gypsum and dolomite in a cold-water coral mound in the Porcupine Seabight, off Ireland. *Sedimentology*, v. 57, n. 3, p. 786-805, 2010.
- POPP, J.H. & BARCELLOS-POPP, M. Análise estratigráfica da sequência deposicional devoniana da Bacia do Paraná (Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 16(2). 1986. p. 187 – 194.
- POSAMENTIER, H. W.; JAMES, D. P. An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. In: *Sequence stratigraphy and facies associations*. International Association Sedimentologists, Special Publication, 1993. p. 3-18.
- POSAMENTIER, H. W. & ALLEN, G. P. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy Concepts and Applications*. American Association of Petroleum Geologist Short Course, 89p, 1994
- POSAMENTIER, H. W. & Allen, G. P. *Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications*. SEPM Concepts in sedimentology and Paleontology. 1999
- QUADROS, L. P. Silurian-Devonian acritarch assemblages from Paraná Basin: an update and correlation with northern Brazilian basins. In: Rodrigues, M.A.C.; Pereira, E. (Eds.) *Ordovician-Devonian Palynostratigraphy in Western Gondwana: Update, Problems and Perspectives*, p. 105-145, 1999.
- QUINTAS, M.C.L., MANTOVANI, M.S.M., ZALÁN, P.V. Contribuição para o estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 11(2):48 – 73, 1997

- RAMOS, V. Late Proterozoic – Early Paleozoic of South America: a collisional history. *Episodes*, v.11, p. 168-174, 1988.
- RAMOS, A. N. & Formoso, M. L. L. Argilominerais das rochas sedimentares da bacia do Paraná. *Petrobras Ciência–Técnica–Petróleo, Seção Exploração de Petróleo*, 9. 1975. 72 pp.
- RAMOS, A.N. Aspectos páleo-estruturais da Bacia do Paraná e sua influência na sedimentação. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, 13. 1970. p. 85-93
- REYNOLDS, R. C. Interstratified Clay Minerals. In: BRINDLEY, G. W.; BROWN, G. (Eds.). *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification*. 2. ed. London: Mineralogical Society, 1984. Monograph n. 5, p. 249-304.
- REZENDE, M.F. *Análise stratigráfica de alta resolução do intervalo praguiano – neoemiano (Formação Ponta Grossa), na borda leste da Bacia do Paraná, com base em dados geoquímicos e sedimentológicos*. 2007. 85 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Estadual do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2007.
- RIVAS-SANCHEZ, M. L. et al. Berthierine and chamosite hydrothermal: genetic guides in the Pena Colorada magnetite-bearing ore deposit, Mexico. *Earth, planets and space*, v. 58, n. 10, p. 1389-1400, 2006.
- RODRIGUES, R. & QUADROS, L.P. *Mineralogia das argilas e teor de boro das formações paleozóicas da Bacia do Paraná*. In: : CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 1976, A/ra, s. Ouro Preto, SBG. v.2. 1976. p.351-379.
- RODRIGUES, R.; Chemostratigraphy. In: Koutsoukos, E. (ed). *Applied Stratigraphy*. Springer, New York, pp. 165-178, 2005.
- SANTOS, P. S. *Ciência e Tecnologia de Argilas– volume 1*. 2ª edição São Paulo: Edgard Blücher, 1989, 2ª edição revista e ampliada.
- SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, Anais, 1. 1974. p. 41-65.
- SEDORKO, D. *Análise icnológica do intervalo siluriano-devoniano da Bacia do Paraná e sua aplicabilidade em estudos de variações relativas do nível do mar*. 2018. 235 f. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, 2018.
- SOARES, P. C.; BARBOSA, L.; Paulo, M.; FULFARO, V. J. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geological Society of América Bulletin*, v. 89, n. 2, p. 181-191, 1978.

- SUTTON, S. J.; Ethridge, F. G.; Almon, W. R.; Dawson, W.C.; Edwards, K.K.  
Textural and sequence-stratigraphy controls on sealing capacity of Lower and Upper Cretaceous shales, Denver basin, Colorado. *AAPG Bull.*, 88, 1185-1206, 2004.
- SWEENEY, R. E.; KAPLAN, I. R. Pyrite framboid formation; laboratory synthesis and marine sediments. *Economic Geology*, v. 68, n. 5, p. 618-634, 1973.
- TISSOT, B. P.; WELTE, D. H. From kerogen to petroleum. In: TISSOT, B. P.; WELTE, D. H. (Eds.) *Petroleum formation and occurrence*. Springer, Berlin, Heidelberg, 1984. Cap. 5, p. 160-198.
- VELDE, B. Green Clay Minerals - *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, 7:309-324, 2003.
- WEAVER, Charles E. Geologic interpretation of argillaceous sediments: Part I. Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks. *AAPG Bulletin*, v. 42, n. 2, p. 254-271, 1958.
- WEAVER, Charles Edward. *Clays, muds, and shales*. Elsevier, 1989.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; APPI V.T.; NETO, E.V.S.; CERQUEIRA, J.R.; MARQUES, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M.W.; KOLATA, D.R.; OLTZ, D.S.; EIDEL, J.J. eds. 1990. *Interior Cratonic Basins*. AAPG Memoir 51, p. 681-701.

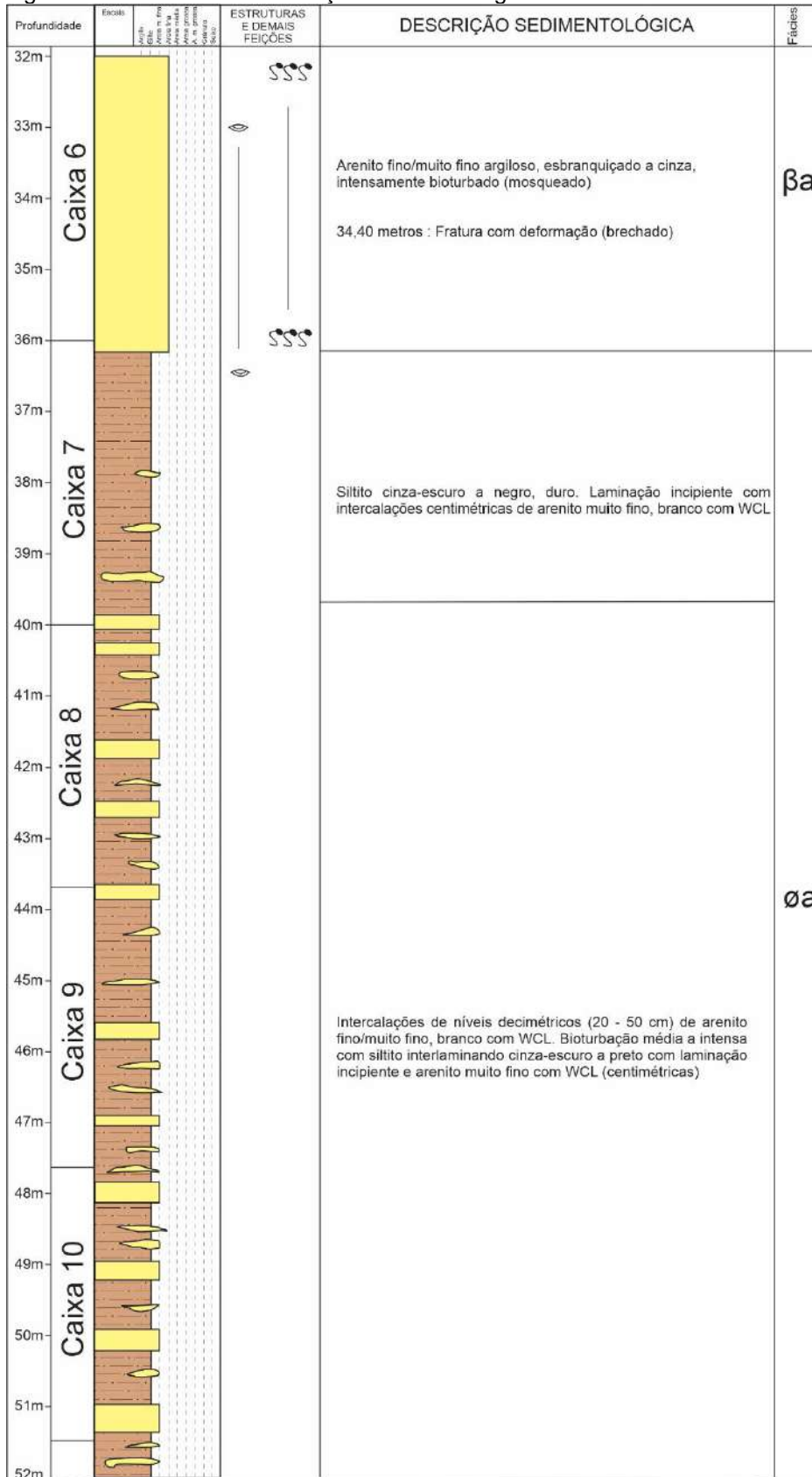
## APÊNDICE – Fichas com as descrições sedimentológicas do poço TBG-1-PR

Figura 53 – Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 12 e 32m



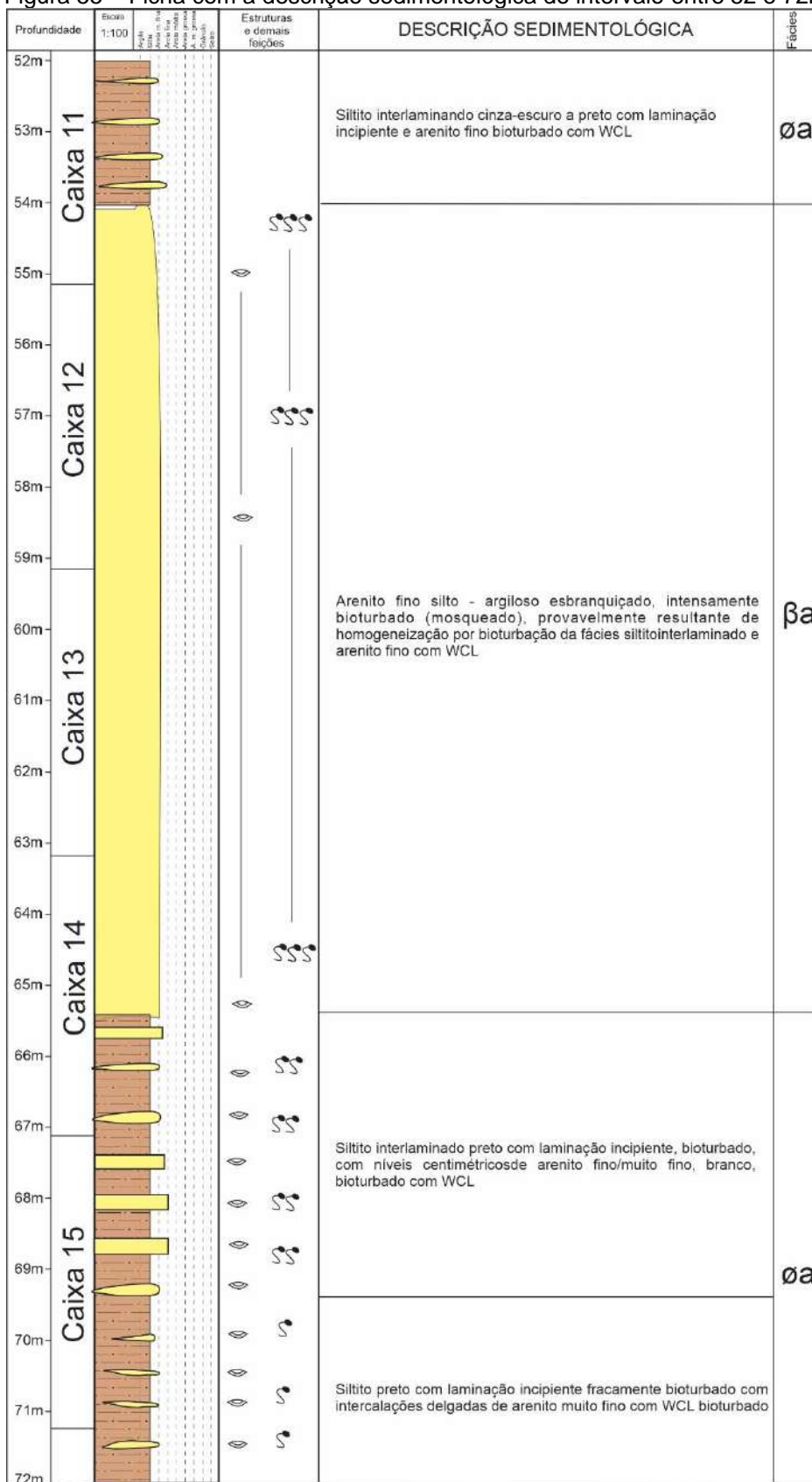
Fonte: O autor, 2020

Figura 54 – Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 32 e 52m



Fonte: O autor, 2020

Figura 55 – Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 52 e 72m



Fonte: O autor, 2020

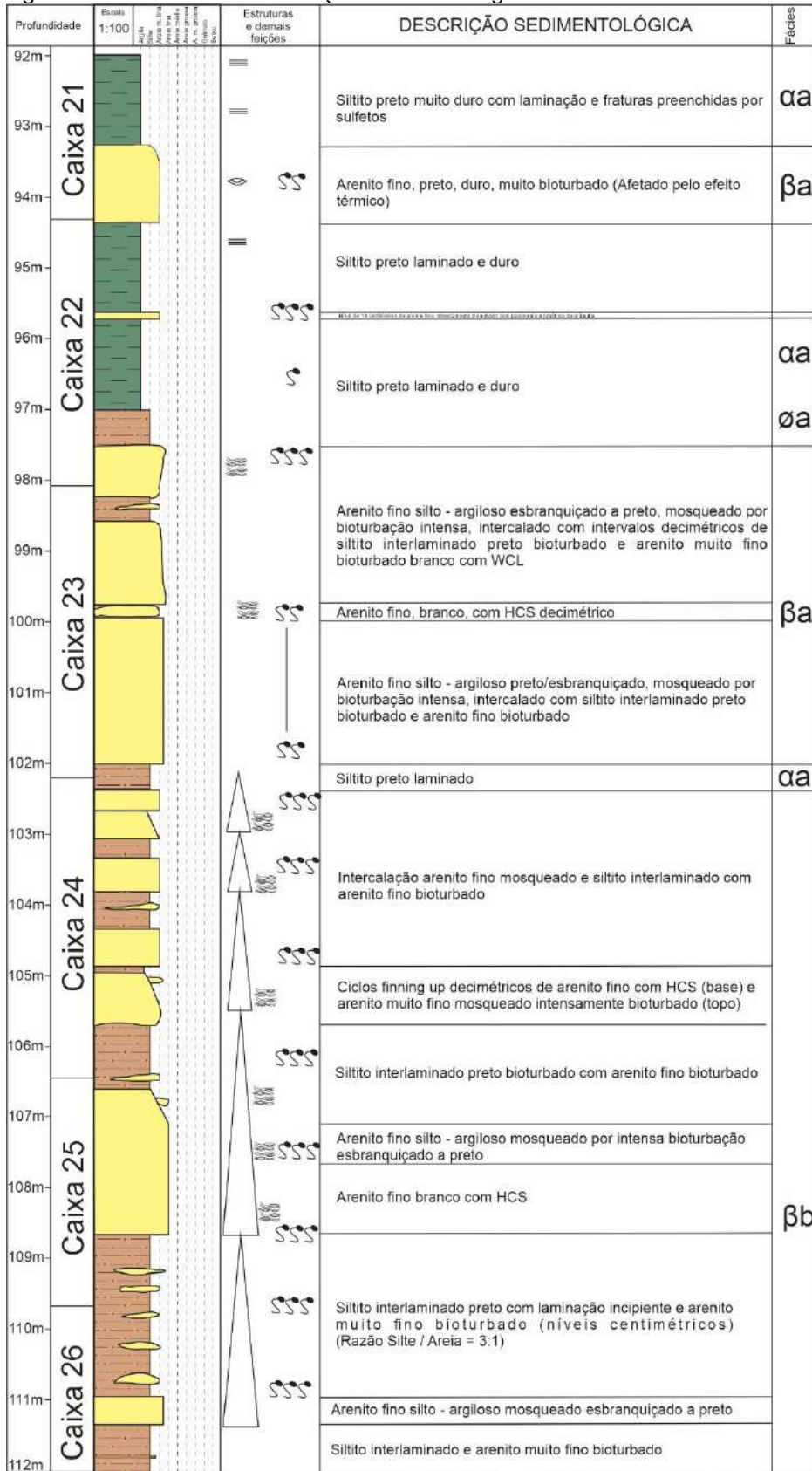


Figura 56 – Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 72 e 92m

Profundidade	Escala 1:100	ESTRUTURAS E DEMAIS FEIÇÕES	DESCRIÇÃO SEDIMENTOLÓGICA	Fácies	
72m			Siltito preto, laminado, fracamente bioturbado com intercalações delgadas de arenito muito fino com WCL	øa	
73m				Folhelho preto, laminado, duro, sem bioturbação, com nódulos de sulfeto. (Afetado termicamente pela intrusão)	Ωa
74m					
75m					
76m					
77m			Siltito cinza-escuro a negro, duro. Laminação incipiente	øa	
78m				Siltito laminado, preto, muito duro com fraturas subverticais preenchidas por sulfeto. Afetado termicamente pela intrusiva	ab
79m					
80m			Primeiros 0,3 metros : Granulação mais fina junto ao contato		
81m			DIABÁSIO		
82m			Últimos 0,5 metros : Granulação mais fina junto ao contato		
83m			Siltito cinza claro/esbranquiçado muito duro, maciço com metamorfismo de contato	ab	
84m			Siltito preto muito duro com laminação incipiente com fraturas preenchidas por sulfeto. Afetado termicamente pela intrusiva. Raras bioturbações e delgados níveis de arenito fino com WCL bioturbado		
85m			Siltito cinza claro/esbranquiçado muito duro, maciço com metamorfismo de contato		
86m					
87m					
88m					
89m			Siltito preto muito duro com laminação incipiente com fraturas preenchidas por sulfeto. Afetado termicamente pela intrusiva. Raras bioturbações e delgados níveis de arenito fino com WCL bioturbado	ab	
90m					
91m					
92m			Siltito preto muito duro com laminação incipiente com fraturas preenchidas por sulfeto. Afetado termicamente pela intrusiva. Raras bioturbações e delgados níveis de arenito fino com WCL bioturbado	ab	
91m					
92m			Siltito preto muito duro com laminação incipiente com fraturas preenchidas por sulfeto. Afetado termicamente pela intrusiva. Raras bioturbações e delgados níveis de arenito fino com WCL bioturbado	ab	
91m					
92m			Siltito preto muito duro com laminação incipiente com fraturas preenchidas por sulfeto. Afetado termicamente pela intrusiva. Raras bioturbações e delgados níveis de arenito fino com WCL bioturbado	ab	
91m					

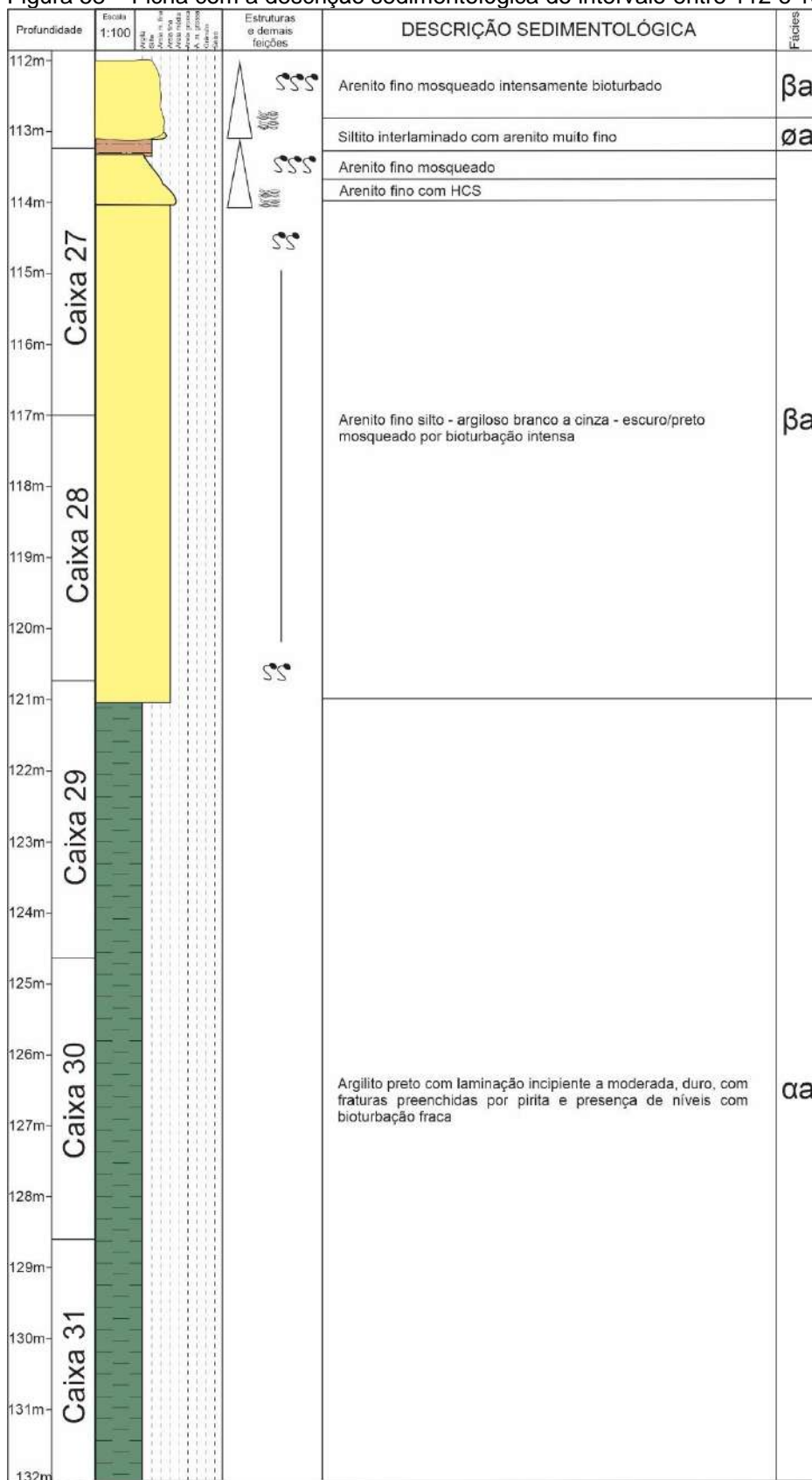
Fonte: O autor, 2020

Figura 57 – Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 92 e 112m



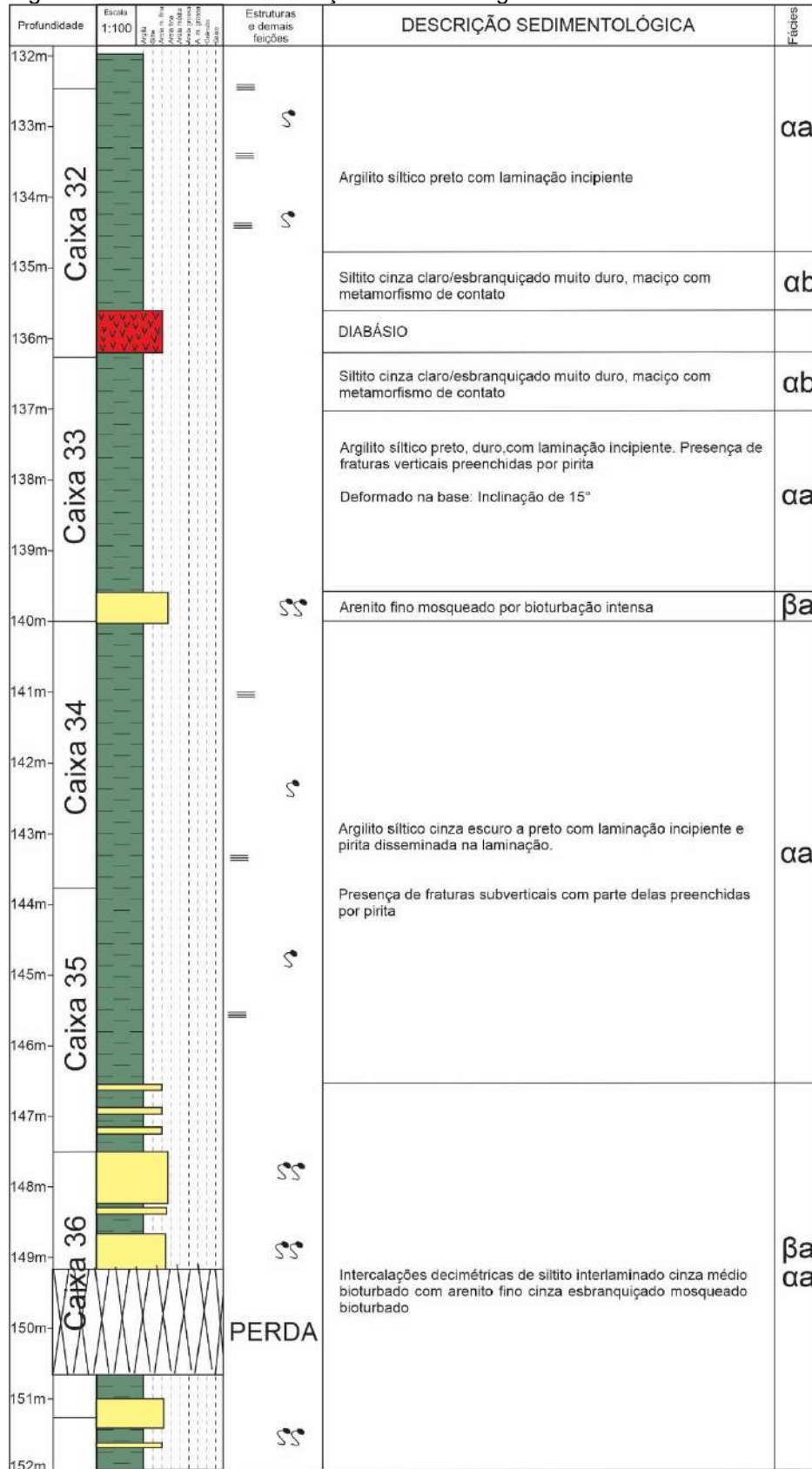
Fonte: O autor, 2020

Figura 58 – Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 112 e 132m



Fonte: O autor, 2020

Figura 59 – Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 132 e 152m



Fonte: O autor, 2020

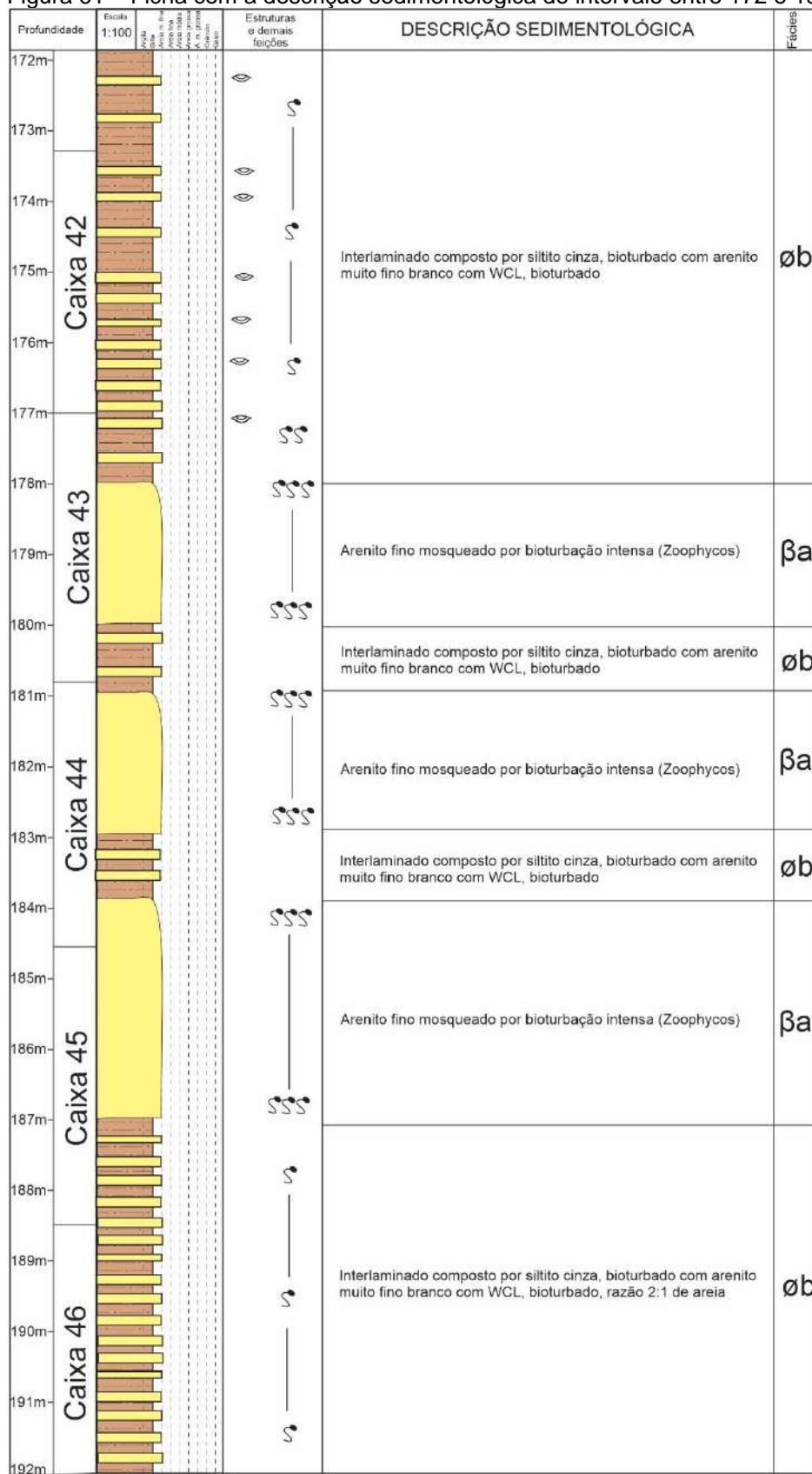
Figura 60 – Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 152 e 172m

Profundidade	Escala 1:100	Legenda	Estruturas e demais feições	DESCRIÇÃO SEDIMENTOLÓGICA	Facies		
152m		<p>                     Símbolos para: Arenito fino, Siltito, Argila, Arenito muito fino, Arenito fino, Arenito médio, Arenito grosso, Arenito muito grosso, Arenito muito muito grosso, Arenito muito muito muito grosso.                 </p>		Ciclos decimétricos de arenito fino branco com HCS na base gradando para arenito fino silto-argiloso cinza mosqueado por bioturbação intensa	βb		
153m							
154m				Caixa 37			
155m						Siltito interlaminado cinza escuro com laminação incipiente com bioturbação moderada e níveis centimétricos de arenito muito fino bioturbado	øa
156m				Caixa 38			
157m						Arenito fino cinza mosqueado por bioturbação intensa	βb
158m					Arenito cinza silto - argiloso mosqueado por intensa bioturbação		
159m					Arenito fino branco com HCS		
160m				Caixa 39		Arenito fino silto - argiloso intensamente bioturbado (zoophycus e outros), mosqueado e acizentado	
161m							
162m							
163m						Siltito interlaminado com arenito fino bioturbado	øa
164m			NÃO RECUPEROU				
165m	Caixa 40		Siltito interlaminado bioturbado com arenito fino bioturbado	øa			
166m			Arenito fino silto - argiloso mosqueado por bioturbação intensa	βb			
167m		Arenito fino branco com HCS					
168m		Arenito fino branco com HCS e intercalação siltito e arenito fino bioturbado					
169m	Caixa 41		Siltito interlaminado bioturbado com arenito fino branco a cinza bioturbado com WCL	øa			
170m			Arenito fino branco com HCS	βb			
171m			Siltito interlaminado cinza bioturbado com arenito branco bioturbado com WCL ( Razão 1:1 )	øa			
172m							

Fonte: O autor, 2020



Figura 61 – Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 172 e 192m

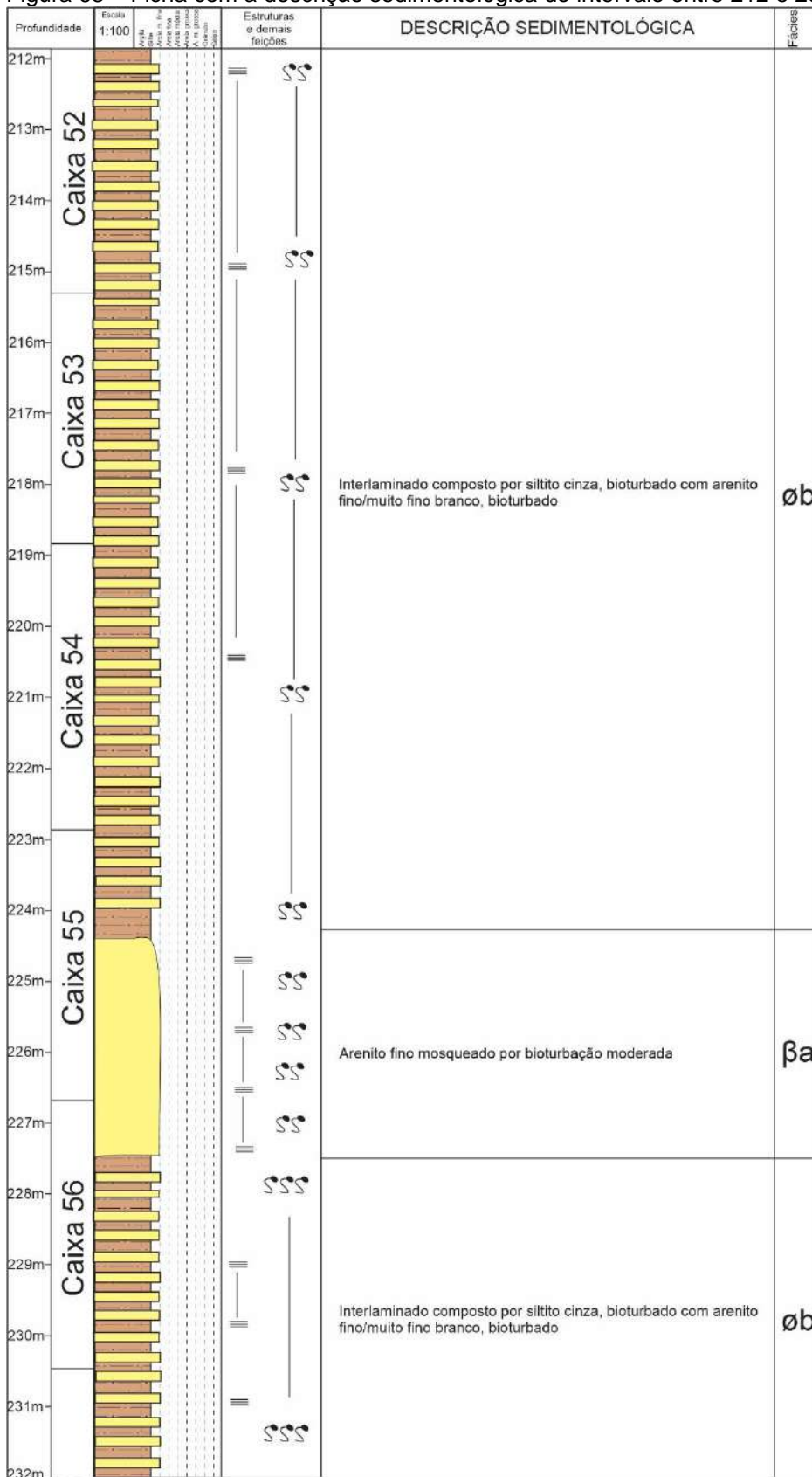


Fonte: O autor, 2020





Figura 63 – Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 212 e 232m



Fonte: O autor, 2020

Figura 64 – Ficha com a descrição sedimentológica do intervalo entre 232 e 252m

Profundidade	Escala 1:100	Estruturas e demais feições	DESCRIÇÃO SEDIMENTOLÓGICA	Fácies		
232m			Interlaminado composto por siltito cinza, bioturbado com arenito fino/muito fino branco, bioturbado	øb		
233m						
234m			Caixa 58		Arenito fino a médio, duro, cinza-esbranquiado, intensamente bioturbado, intercalado a finos filmes silto argilosos centimétricos, com HCS	βa
235m					Interlaminado composto por siltito cinza, bioturbado com arenito fino/muito fino branco, bioturbado	øb
236m					Arenito fino a médio, duro, cinza-esbranquiado, intensamente bioturbado, intercalado a finos filmes silto argilosos centimétricos, com HCS	βa
237m					Interlaminado composto por siltito cinza, bioturbado com arenito fino/muito fino branco, bioturbado	øb
238m			Caixa 59		Arenito cinza claro, intensamente bioturbado, provavelmente relacionadas a fácies de tempestito. Retrabalhamento de frente deltaica ((?))	βa
239m					Interlaminado composto por siltito cinza, bioturbado com arenito fino/muito fino branco, bioturbado	øb
240m			Caixa 60		Interlaminado composto por siltito cinza, bioturbado com arenito fino/muito fino branco, bioturbado	øb
241m						
242m	Caixa 61				Siltito interlaminando cinza-escuro a preto com laminação incipiente muito bioturbado com níveis milimétricos de areia muito fina (razão 5:1)	øa
243m						
244m	Caixa 62		Arenito fino a médio, branco, caolínico com presença de filmes de lama dispersos, com estratificações cruzadas de baixo ângulo	Furnas		
245m						
246m						
247m						
248m						
249m						
250m						
251m						
252m						

Fonte: O autor, 2020