

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA**  
**INSTITUTO DE GEOGRAFIA**  
***CAMPUS MONTE CARMELO***

MARIA CLARA DOS REIS RODRIGUES

CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA E GEOQUÍMICA DE ROCHAS  
MICROCLÁSTICAS DA FORMAÇÃO PONTA GROSSA (BACIA DO PARANÁ) EM  
UM ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO SEQUENCIAL.

Monte Carmelo - MG

2024

MARIA CLARA DOS REIS RODRIGUES

CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA E GEOQUÍMICA DE ROCHAS  
MICROCLÁSTICAS DA FORMAÇÃO PONTA GROSSA (BACIA DO PARANÁ) EM  
UM ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO SEQUENCIAL.

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, como requisito parcial para obtenção do título de bacharel em Geologia.

Área de concentração: Sedimentologia, Petrografia de Rochas Sedimentares e Estratigrafia.

Orientadora: Profa. Dra. Josiane Branco Plantz

Monte Carmelo - MG

2024

Ficha Catalográfica Online do Sistema de Bibliotecas da UFU  
com dados informados pelo(a) próprio(a) autor(a).

R696 2024	<p>Rodrigues, Maria Clara dos Reis, 2002- Caracterização sedimentológica e geoquímica de rochas microclásticas da Formação Ponta Grossa (Bacia do Paraná) em um arcabouço estratigráfico sequencial [recurso eletrônico] / Maria Clara dos Reis Rodrigues. - 2024.</p> <p>Orientadora: Josiane Branco Plantz. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal de Uberlândia, Graduação em Geologia. Modo de acesso: Internet. Inclui bibliografia. Inclui ilustrações.</p> <p>1. Geologia. I. Plantz, Josiane Branco, 1992-, (Orient.). II. Universidade Federal de Uberlândia. Graduação em Geologia. III. Título.</p> <p style="text-align: right;">CDU: 551</p>
--------------	--

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de acordo com o AACR2:

Gizele Cristine Nunes do Couto - CRB6/2091  
Nelson Marcos Ferreira - CRB6/3074

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA  
INSTITUTO DE GEOGRAFIA  
*CAMPUS MONTE CARMELO*

MARIA CLARA DOS REIS RODRIGUES

CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA E GEOQUÍMICA DE ROCHAS  
MICROCLÁSTICAS DA FORMAÇÃO PONTA GROSSA (BACIA DO PARANÁ) EM  
UM ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO SEQUENCIAL.

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, como requisito parcial para obtenção do título de bacharel em Geologia.

Área de concentração: Sedimentologia, Petrografia de Rochas Sedimentares e Estratigrafia.

Monte Carmelo, 07 de agosto de 2024.

Banca Examinadora:

---

Profa. Dra. Josiane Branco Plantz (UFU)

---

Prof. Dr. Thiago Gonçalves Carelli (UNIRIO)

---

Doutoranda Laís de Oliveira Ferreira (Lagesed - UFRJ)



## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a minha mãe e meu pai, por sempre acreditar e confiar em mim.

Agradeço a minha família por todo suporte dado durante toda minha jornada, por me fortalecerem sempre mesmo de longe.

Ao meu noivo Artur, por todo apoio, carinho, compreensão e por sempre estar do meu lado.

Também agradeço aos meus amigos, conquistados durante o meu caminho, que se tornaram família, por todos os momentos de risadas, choros e cafés.

Quero agradecer a Rebeca, minha psicóloga por todo apoio e carinho sempre.

É um agradecimento muito especial, à minha orientadora Profa, Dra. Josiane Plantz, que me acolheu com muito carinho, atenção, paciência, desde o meu primeiro projeto com ela. Agradeço por todas as conversas sobre geologia, que não parávamos mais de trocar ideias mirabolantes, e que me ensinaram grande parte do que sei hoje. Agradeço também por sempre acreditar tanto em mim e por sempre ouvir minhas ideias. Obrigada por tudo, de verdade! Espero um dia poder ser um pouquinho do que você é.

Agradeço também ao Prof. Dr. Leonardo Borghi, coordenador do Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESD) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), que por meio do projeto P,D&I registrado como FOLHELHO - Caracterização geológica da qualidade de folhelhos marinhos do Devoniano da bacia do Paraná do ponto de vista exploratório (IGEO - 19301), financiado pela Geopark como parte do "Compromisso com Investimentos em Pesquisa e Desenvolvimento" da ANP - Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis, disponibilizou o material de estudo utilizado para o desenvolvimento dessa pesquisa.

Estendo meus agradecimentos ao Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho e a Dra. Joalice Mendonça, do Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânicas (LAFO) da UFRJ, pela realização de análises complementares de COT; e ao Prof. Dr. Egberto Pereira, do Laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica (LGQM) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), pela realização das análises complementares de Pirólise de Rock Eval. Por fim, agradeço à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG) pela concessão da bolsa de estudos no período de desenvolvimento deste estudo.

“Nenhuma sociedade que esquece a arte de questionar pode esperar encontrar respostas para os problemas que a afligem.”

(Zygmunt Bauman)

## RESUMO

Grande parte do registro geológico sedimentar é constituído por rochas microclásticas, formadas majoritariamente por partículas menores que 0,062 mm. No Brasil, essas rochas são amplamente estudadas sob a ótica geoquímica e paleontológica, mas ainda carecem de descrições e classificações detalhadas devido, principalmente, à dificuldade de observação de suas diminutas partículas e estruturas. Isso requer um estudo minucioso, frequentemente utilizando equipamentos sofisticados, o que resulta em poucos trabalhos que integram diferentes técnicas de análise e escalas de observação. Baseado nisso, o presente estudo objetiva: (i) caracterizar textural e composicionalmente (através de fácies e microfácies) e geoquimicamente (COT e pirólise de Rock Eval) rochas microclásticas da Formação Ponta Grossa (Devoniano da Bacia do Paraná), que constituem duas sequências transgressivas-regressivas (T-R) de 3ª ordem; e, a partir do arcabouço estratigráfico sequencial previamente estabelecido por Plantz (2021), (ii) realizar uma análise comparativa entre os dados texturais, composicionais e geoquímicos obtidos para cada sequência analisada. Os intervalos selecionados são: D200, correspondente ao Membro Jaguariaíva, e D500, que representa os primeiros depósitos do Membro São Domingos da Formação Ponta Grossa (Devoniano da Bacia do Paraná). As sequências estão localizadas entre 345,3 – 290,6 m e 211,6 – 168,0 m de profundidade do testemunho do poço 2-TB-1-PR, amostrado continuamente até 451,6 m, na borda leste da Bacia do Paraná. Como resultados, foram identificadas sete fácies sedimentares: M1 e M2 englobam os argilitos finamente laminados e os argilitos com acamamento riscado; M3 e M4 os siltitos com diferentes argilosidades e intensidades de bioturbação; H1 e H2 as rochas com acamamento heterolítico lenticular e H3 as rochas com acamamento heterolítico fláser. As microfácies (M1a, M2a, M2b, M3a, M3b, M4a, M4b, H1a e H3a), definidas a partir de descrição em lâminas petrográficas, trazem um detalhamento ainda maior para as fácies. Fácies e microfácies indicam deposição em um ambiente marinho raso, plataformar, entre o *shoreface* (médio a inferior) e o *offshore* (superior a inferior), sujeito à ação constante de ondas de tempestade. Além do constante aporte de silte proveniente da remobilização de sedimentos da plataforma interna para a externa em eventos de alta energia, há *input* de sedimentos continentais, como indicado pela recorrência de matéria orgânica tipo III associada com tipo II, sugerindo que fluxos hiperpicnais também devem ser considerados como agentes de remobilização de sedimentos para o *offshore*. Do ponto de vista exploratório, os valores de COT, S2 e S1+S2 chegam ao máximo de 2,41%, 9,47 mg HC/g de rocha e 10,99 mg HC/g de rocha, respectivamente, o que associado com a mistura predominante de matéria orgânica dos tipos II e III, permite concluir que, em geral, as rochas das sequências T-R analisadas não possuem bom potencial de geração. Além da quantificação da matéria orgânica e caracterização de sua origem, a evolução térmica é essencial para caracterizar o potencial de geração das rochas. Para isso, além de T<sub>máx</sub> e IP, utilizaram-se minerais diagenéticos (geotermômetros), que indicam que as rochas atingiram a mesodiagênese, com temperaturas de até 130 °C, correspondendo aproximadamente à transição entre a zona imatura e matura (T<sub>máx</sub> próxima de 440 °C). Informações similares foram obtidas através de ensaios geoquímicos. Apesar de tudo isso, algumas amostras, principalmente das fácies M1 e M2 presentes nos TST's das sequências T-R analisadas, exibem um potencial de geração bom e encontram-se na zona matura

**Palavras-chave:** Fácies e microfácies de rochas argilosas; Sequência T-R; Folhelhos Devonianos; Geoquímica Orgânica.

## ABSTRACT

A significant portion of the sedimentary geological record comprises microclastic rocks, which are predominantly formed by particles smaller than 0.062 mm. In Brazil, these rocks are extensively studied from a geochemical and paleontological perspective, but still lack detailed descriptions and classifications primarily due to the difficulty in observing their minute particles and structures. This necessitates meticulous study, often requiring sophisticated equipment, resulting in few works that integrate different analytical techniques and scales of observation. Based on this, the present study aims to: (i) characterize the textural and compositional (through facies and microfacies) and geochemical (TOC and Rock-Eval pyrolysis) aspects of microclastic rocks from the Ponta Grossa Formation (Devonian of the Paraná Basin), which constitute two third-order transgressive-regressive (T-R) sequences; and, using the sequential stratigraphic framework previously established by Plantz (2021), (ii) conduct a comparative analysis of the textural, compositional, and geochemical data obtained for each analyzed sequence. The selected intervals are: D200, corresponding to the Jaguariaíva Member, and D500, representing the initial deposits of the São Domingos Member of the Ponta Grossa Formation (Devonian of Paraná Basin). The sequences are located between 345.3 – 290.6 m and 211.6 – 168.0 m depth from the core of well 2-TB-1-PR, sampled continuously up to 451.6 m, on the eastern edge of the Paraná Basin. As results, seven sedimentary facies were identified: M1 and M2 encompass finely laminated shales and siltstones with streaked bedding; M3 and M4 siltstones with varying intensities of bioturbation and clay content; H1 and H2 rocks with lenticular heterolithic bedding, and H3 rocks with flaser heterolithic bedding. The microfacies (M1a, M2a, M2b, M3a, M3b, M4a, M4b, H1a, and H3a), defined from petrographic thin section descriptions, provide even greater detail to the facies. Facies and microfacies indicate deposition in a shallow marine, platformal environment, between the shoreface (middle to lower) and offshore (upper to lower), subject to the constant action of storm waves. Besides the constant influx of silt from the remobilization of sediments from the inner to the outer platform during high-energy events, there is input of continental sediments, as indicated by the recurrence of type III organic matter associated with type II, suggesting that hyperpycnal flows should also be considered as agents for the remobilization of sediments to the offshore. From an exploratory standpoint, the values of TOC, S<sub>2</sub>, and S<sub>1</sub>+S<sub>2</sub> reach a maximum of 2.41%, 9.47 mg HC/g rock, and 10.99 mg HC/g rock, respectively. When combined with the predominant mixture of type II and III organic matter, this allows the conclusion that, in general, the rocks of the analyzed T-R sequences do not exhibit good generation potential. Besides the quantification of organic matter and characterization of its origin, thermal evolution is essential for characterizing the generation potential of the rocks. For this purpose, in addition to T<sub>máx</sub> and PI, diagenetic minerals (geothermometers) were used, indicating that the rocks reached mesodiagenesis, with temperatures up to 130 °C, approximately corresponding to the transition between the immature and mature zones (T<sub>máx</sub> close to 440 °C). Similar information was obtained through geochemical assays. Despite all this, some samples, mainly from facies M1 and M2 present in the TST's of the analyzed T-R sequences, exhibit good generation potential and are in the mature zone.

**Keywords:** Facies and microfacies of clay rocks; T-R sequence; Devonian Shales; Organic Geochemistry.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Localização do material de estudo. (A) e (B) Mapa de localização do poço 2-TB-1-PR, perfurado na borda leste da Bacia do Paraná, região do Arco de Ponta Grossa, nas proximidades da cidade de Tibagi, no Estado do Paraná. Note em (B) as unidades litoestratigráficas aflorantes na região. (C) Perfil litológico simplificado do testemunho do poço 2-TB-1-PR, com destaque para as sequências T-R selecionadas para este estudo de caso..... 22
- Figura 2. Bloco diagrama com os diferentes tipos de acamamento sedimentar identificados ao longo dos intervalos de estudo. Note a diferença no percentual de areia e/ou silte presente no acamamento riscado, lenticular, ondulado e fláser..... 24
- Figura 3. Índice de bioturbação (IB) *sensu* Droser e Bottjer (1986; 1991) exemplificado pelo esquema de McIlroy (2004). A figura indica as proporções de sedimento reelaborado pela bioturbação, em que 0% corresponde a IB = 1 (ausência de bioturbação); 0 – 10%, IB = 2 (fracamente bioturbado); 10 – 40%, IB = 3 (moderadamente bioturbado); 40 – 60%, IB = 4 (moderada- a intensamente bioturbado); e 60 – 100%, IB = 5 (intensamente bioturbado)..... 24
- Figura 4. Esquema exemplificando as diferentes escalas na observação e classificação de rochas sedimentares microclásticas. .... 25
- Figura 5. Classificação de rochas microclásticas de acordo com a proposta de Picard (1971). .... 25
- Figura 6. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, abrangendo as supersequências Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru. A figura abaixo contém as principais feições estruturais que delimitam a bacia e as sub-bacias Apucarana e Alto Garças. .... 30
- Figura 7. Diagrama litoestratigráfico do Siluriano-Devoniano da Bacia do Paraná (Sedorko et al., 2019 simplificado após Sedorko et al., 2018c)..... 34
- Figura 8. Perfil litológico simplificado (escala aproximada 1:300) da sequência T-R D200 no testemunho do poço 2-TB-1-PR (290,0 - 345,3 m). Note a distribuição vertical das fácies e microfácies caracterizadas neste estudo e a sua relação com o índice de bioturbação, tratos de sistema e disposição das análises geoquímicas realizadas. Observe também o percentual de ocorrência das fácies ao longo do intervalo de estudo. .... 39

Figura 9. Perfil litológico simplificado (escala aproximada 1:300) da sequência T-R D500 no testemunho do poço 2-TB-1-PR (168,0 m - 211,6 m). Note a distribuição vertical das fácies e microfácies caracterizadas neste estudo e a sua relação com o índice de bioturbação, tratos de sistema e disposição das análises geoquímicas realizadas. Observe também o percentual de ocorrência das fácies ao longo do intervalo de estudo. .... 40

Figura 10. Fotos representativas das fácies sedimentares caracterizadas neste estudo. Note em (A e B) argilito laminado da fácies M1, a seta amarela em (A) indica a presença de tubos de bioturbação piritizados e o retângulo amarelo de (B), um nível de coloração avermelhada; em (C) argilito a argilito síltico com acamamento riscado da fácies M2, com tubo de bioturbação preenchido por pirita indicado pela seta amarela; em (D) siltitos areno-argilosos maciços da fácies M3; em (E) siltitos argilosos maciços da fácies M4; (F) argilitos laminados com acamamento heterolítico lenticular da fácies H1; (G) argilitos sílticos com acamamento heterolítico lenticular da fácies H2; e (H) siltitos a siltitos argilosos com acamamento heterolítico flaser da fácies H3. .... 44

Figura 11. Aspectos diagnósticos dos argilitos da microfácies M1a (193,25 m). Em (A) observa-se fotomosaico de argilito laminado característico de M1a. Em (B, C, D, E, F e G) observa-se, em diferentes graus de detalhe, o aspecto laminado desses argilitos e a presença de silte muito fino a fino, formando níveis bem marcados. Nota-se, também, a presença de pirita. Em (G) a seta vermelha indica a presença de prasinófitas. .... 45

Figura 12. MEV-EDS da profundidade de 193,25 m (microfácies M1a). Em (A e B), destaca-se a textura da rocha e a presença de piritas euédrica e framboidal, em tom de cinza claro. Em (C), o mapa composicional, destacando a presença de pontual de Na e Mg, além de Si, Fe e S. Em (D, E, F, G, H e I), são indicados, respectivamente, os elementos Mg, K, C, Al, Fe e S. 46

Figura 13. MEV-EDS da profundidade 311,40 m (microfácies M1a). Em (A e B) destaca-se a textura da rocha e a presença de piritas euédrica e framboidal, em tom de cinza claro. Em (C), o mapa dos principais elementos composicionais da amostra, em que de Si representa os grãos tamanho silte, Al e K, os argilominerais, Fe, a pirita e C, a matéria orgânica. Em (D, E, F, G, H e I), observa-se em maior detalhe a concentração dos elementos Mg, K, C, Al, Fe e S. .... 47

Figura 14. Aspecto dos argilitos a argilitos sílticos da microfácies M2a (186,90 m). Em (A) tem-se um fotomosaico de argilito com acamamento riscado e laminação plano-paralela, com pirita em elevada proporção preenchendo bioturbações tubulares (setas vermelhas). Em (B, C,

D, E, F e G) observa-se, em diferentes graus de detalhe a textura da rocha, com destaque para os níveis de siltito formando acamamento riscado (setas rosas) e a relação entre as bioturbações piritizadas e a estrutura da rocha (setas vermelhas). ..... 49

Figura 15. MEV-EDS da profundidade 181,15 m (microfácies M2a). Em (A e B), destaca-se a textura da rocha e a presença de piratas euédrica e framboidal, em tom de cinza claro. Em (C), o mapa dos principais elementos composicionais da amostra, em que de Si representa os grãos tamanho silte, Al e K, os argilominerais, Fe, a pirita e Mg, possivelmente está associado a cimentação carbonática. Em (D, E, F, G, H e I), observa-se em maior detalhe a concentração dos elementos Mg, K, C, Al, Fe e S. .... 50

Figura 16. Aspecto dos argilitos sílticos da microfície M2b (181,05 m). Em (A) observa-se fotomosaico de argilito síltico, em que as setas em cor de rosa indicam silte fino formando níveis e preenchendo bioturbações. Em (B, C e D) tem-se diferente níveis de detalhe da textura da rocha e as setas indicam o contato entre níveis de siltito/siltito argiloso e argilito. Em (E) tem-se um detalhe de uma bioturbação preenchida por silte e em (F e G), a seta verde indica a presença de glauconita (mineral verde), em (F) sob nicois paralelos e em (G) sob nicois cruzados. .... 51

Figura 17. Aspecto dos siltitos areno-argilosos da microfácies M3a (345,00 m). Em (A) observa-se fotomosaico de siltito areno-argiloso, com laminação cruzada por onda bem preservada, marcada pela diferença de argilosidade. A linha amarela indica a presença de uma falha. Em (B) observa-se um detalhe da variação textural que marca a laminação bem preservada. Note a presença de níveis com menor argilosidade (seta rosa) e a maior concentração de pirita nos níveis mais argilosos. (C, D, E e F) Representam a abundante cimentação carbonática por calcita presente na lâmina, representada pelas setas em verde, em que (C e D) são imagens obtidas sob nicois paralelos e (E e F) sob nicois cruzados. Em (G) a seta vermelha destaca a presença de pirita framboidal. .... 53

Figura 18. Aspecto dos siltitos arenosos da microfácies M3b (171,15 m). Em (A) observa-se fotomosaico de siltito areno-argiloso, note o aspecto maciço e as porções onde concentra maior argilosidade (setas vermelhas) dados pela intensa atividade biogênica. (B, C e D) Detalhes da microtrama caótica, em (C) tem-se um detalhe de um nível que concentra maior argilosidade. (E, F) Observa-se a presença de cimento carbonático (calcita e/ou anquerita?), indicado pelas

setas amarelas, em (E) sob nicois paralelos e em (F) sob nicois cruzados. Em (G), as setas verdes indicam a presença de glauconita (minerais verdes). ..... 54

Figura 19. MEV-EDS da profundidade 171,15 m (microfácies M3b). Em (A, B e C) destaca-se a textura da rocha e as diferenças composicionais marcadas pelos diferentes tons de cinza. Em (D, E, F, G, H e I), observa-se em maior detalhe a concentração dos elementos Mg, K, Ca, Al, Fe e S. .... 55

Figura 20. Imagens de MEV, com análises pontuais de EDS da amostra de 171,15 m, representativa da microfácies M3b. Observe em (A) a presença de quartzo (Qz) e albita (Ab) com principais constituintes da rocha, além de cimento carbonático, mais especificamente anquerita (Ank – veja detalhes composicionais desse mineral na tabela composicional, com destaque para o percentual de FeO) e anatásio (Ant). Em (B) tem-se quartzo (Qz), pirita (Py), mas destaca-se a ocorrência de illita e clorita..... 56

Figura 21. Aspecto dos siltitos argilosos da microfácies M4a (291,05 m). Em (A) observa-se fotomosaico de silito médios a grosso, com aspecto maciço dado pelo elevado índice de bioturbação, apresenta também pirita framboidal indicada pela seta vermelha. Em (A, C e E) observa-se níveis de maior argilosidade relacionados a bioturbações, indicados pelas setas em verde. (B, C, D e E) Mostra em maior detalhe a microtrama da rocha, com destaque em (D) para a presença de chamosita (seta rosa). (F e G) Indica a presença de cimento carbonático, cujas bordas avermelhadas indicam ser anquerita (seta amarela), em (F) sob nicois paralelos e em (G) sob nicois cruzados. .... 57

Figura 22. MEV-EDS da profundidade 291,05 m (microfácies M4a). Em (A e B), destaca-se a textura da rocha e variações composicionais destacadas pelos diferentes tons de cinza. Em (C) o mapa composicional que combina elementos como Si, K, Fe, Ca e Mg, permite observar os principais constituintes minerais da amostra, com destaque para a cimentação carbonática no canto superior esquerdo e a presença de pirita no canto inferior direito. Em (D, E, F, G, H e I), observa-se em maior detalhe a concentração dos elementos Mg, K, Ca, Al, Fe e S..... 58

Figura 23. Aspecto dos siltitos argilosos da microfácies M4b (205,20 m). Em (A) observa-se fotomosaico de silito argiloso fino a médio, moderada- a intensamente bioturbado, com microtrama predominantemente caótica. (B, C, D, E e F) Ilustram, em diferentes níveis de detalhes, a microtrama da rocha. As setas verdes de (A, B, D e E) indicam níveis mais argilosos associados a bioturbação. Note em (B) a presença de grãos mais grossos de silte dispersos na



matriz, indicados pela seta vermelha. Em (F) e (G) observa-se a presença de muscovita orientada, sob nicois paralelos (F) e cruzados (G), feição recorrente desta microfácies. .... 59

Figura 24. MEV-EDS da profundidade 339,95 m (microfácies M4b). Em (A e B), destaca-se a textura mais argilosa da rocha, feição característica de M4b. Em (C, D, E, F, G e H), observa-se em maior detalhe a concentração dos elementos Mg, K, C, Al, Fe e S. Em (I) tem-se, em detalhe, pirita framboidal, em um aumento de 10 µm. .... 60

Figura 25. Aspecto dos argilitos com acamamento heterolítico lenticular da microfácies H1a (185,25 m). Em (A) observa-se fotomosaico de argilito com intercalações de siltito, fracamente moderadamente bioturbado, com microtrama orientada, pouco afetada por bioturbações. Observe em (B, C e D) detalhes texturais, bem como a presença de pirita (setas vermelhas) e chert (setas azuis). Em (C) note o contato irregular associado a presença de pirita framboidal, nota-se também uma redução da proporção de silte para o topo. (E, F e G) Representam um detalhamento de (D), sendo que (E) encontra-se sob nicois paralelos e (E) sob nicois cruzados. (G) Tem-se a presença de prasinófita, indicada pela seta laranja. .... 62

Figura 26. Aspecto dos siltitos com acamamento heterolítico fláser da microfácies H3a (194,70 m). Em (A) observa-se fotomosaico de siltito com intercalações de argilito siltico, intensamente bioturbados. Observe no canto superior esquerdo a preservação local de estratificação cruzada por onda. (B, C e D) Destacam diferentes tipos de bioturbações preservadas em H3a e responsáveis por modificar a microtrama original. Em (E e F) destaca-se a presença de grãos de silte grosso (seta amarela). (G) Detalhe de bioturbação modificando a estrutura plano-paralela bem preservada. (H) Indica níveis mais argilosos em meio aos siltitos. (I e J) Em detalhe a textura e microtrama da rocha, nos níveis silticos (I) e argilosos (J). .... 64

Figura 27. Valores de carbono orgânico total (COT %), enxofre (S %) e a razão COT/S obtidas em 36 amostras coletadas ao longo de D200. Note os valores utilizados na classificação geoquímica dessas amostras e sua correlação com as fácies definidas neste estudo (M1, M2, M3, M4, H1, H2 e H3) e com a sequência T-R de Plantz (2021). O triângulo azul representa o trato de sistema transgressivo (TST) e o triângulo vermelho, o trato de sistema regressivo (TSR). .... 66

Figura 28. Valores de carbono orgânico total (COT %), enxofre (S %) e a razão COT/S obtidas em 41 amostras coletadas ao longo de D500. Note os valores utilizados na classificação geoquímica dessas amostras e sua correlação com as fácies definidas neste estudo (M1, M2,

M3, M4, H1, H2 e H3) e com a sequência T-R de Plantz (2021). O triângulo azul representa o trato de sistema transgressivo (TST) e o triângulo vermelho, o trato de sistema regressivo (TSR). ..... 67

Figura 29. Valores de carbono orgânico total (COT), S2 (mg HC/g de rocha), IH (mg HC/g de COT) e T<sub>máx</sub> (°C) obtidos em 36 amostras coletadas ao longo de D200. Note os valores utilizados na classificação geoquímica dessas amostras, em que: COT e S2 são essenciais na compreensão do potencial de geração da rocha; IH fornece informações sobre o tipo de querogênio e, conseqüentemente, sobre o tipo de hidrocarboneto mais favorável a ser gerado; e T<sub>máx</sub> sobre o grau de maturidade térmica atingido. Tais informações podem ser correlacionadas com as fácies definidas neste estudo (M1, M2, M3, M4, H1, H2 e H3) e com a sequência T-R de Plantz (2021). O triângulo azul representa o trato de sistema transgressivo (TST) e o triângulo vermelho, o trato de sistema regressivo (TSR). ..... 69

Figura 30. Valores de carbono orgânico total (COT), S2 (mg HC/g de rocha), IH (mg HC/g de COT) e T<sub>máx</sub> (°C) obtidos em 41 amostras coletadas ao longo de D500. Note os valores utilizados na classificação geoquímica dessas amostras, em que: COT e S2 são essenciais na compreensão do potencial de geração da rocha; IH fornece informações sobre o tipo de querogênio e, conseqüentemente, sobre o tipo de hidrocarboneto mais favorável a ser gerado; e T<sub>máx</sub> sobre o grau de maturidade térmica atingido. Tais informações podem ser correlacionadas com as fácies definidas neste estudo (M1, M2, M3, M4, H1, H2 e H3) e com a sequência T-R de Plantz (2021). O triângulo azul representa o trato de sistema transgressivo (TST) e o triângulo vermelho, o trato de sistema regressivo (TSR). ..... 70

Figura 31. Diagrama com os resultados de COT (%) vs. S2 (mg HC/g de rocha), permitindo avaliar simultaneamente o potencial de geração por dois diferentes critérios. As amostras que atendem aos dois critérios, ou seja, apresentam COT > 2% e S2 > 5 mg HC/g de rocha são as mais favoráveis para geração. Note em (A) os dados compilados para D200 e em (B) para D500. Em geral, as amostras de D500 são mais favoráveis à geração. .... 71

Figura 32. Diagrama do tipo Van Krevelen utilizados na caracterização da matéria orgânica (tipo de querogênio), em (A e B) Pode-se observar a comparação entre os tipos de querogênio obtidos através dos parâmetros IO e IH das sequências D200 e D500, respectivamente. .... 73

Figura 33. Modelo deposicional proposto para as sequências D200 e D500, com base na caracterização textural realizada neste estudo. Note a distribuição das fácies no paleoambiente

interpretado e sua relação com o nível base de ação de ondas de tempo bom (NBOTB) e o nível base de ação de ondas de tempestade (NBOT)..... 75

Figura 34. Comparação entre o percentual de ocorrência das fácies considerando os tratos de sistema das duas sequências analisadas. Tem-se em (A) os dados do trato de sistema transgressivo (TST) de D200; em (B) trato de sistema regressivo (TSR) de D200; em (C) TST de D500; e em (D) TSR de D500. .... 77

Figura 35. Figura representativa dos minerais diagenéticos. Em (A e B) nota-se a presença de pirita, em (A) presente na matriz da rocha e em (B) concentrada em bioturbações tubulares. Em (C) destaca-se a presença de chamosita (mineral marrom), (D) glauconita (mineral verde) e (E e F) destacam a anquerita como cimento carbonático, em (E) sob nicois paralelos e em (F) sob nicois cruzados. .... 80

Figura 36. Modelo de evolução diagenética para as sequências D200 e D500 elaborado com base nos processos e produtos diagenéticos identificados neste estudo e complementados por dados de argilominerais de Maia et al. (2021). A espessura dos retângulos ilustra a representatividade do processo e/ou produto diagenético nas sequências analisadas. .... 81

Figura 37. Representação esquemática onde se observa, inicialmente a deposição de k-feldspato (Kfs) e quartzo (Qtz), com o aumento da profundidade de soterramento e de temperatura o k-feldspato é transformado em caulinita (Kao). Se persistir o soterramento e o aumento de temperatura, ocorre a formação de caulinita em diquitita (DcK). .... 85

Figura 38. Evolução térmica das sequências D200 e D500, representando a relação entre T<sub>máx</sub>, IP e a formação dos minerais durante a evolução diagenética. .... 89

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Diferentes critérios utilizados para a classificação de rocha quanto ao potencial de geração de hidrocarbonetos (Peters e Cassa, 1994).....	28
Tabela 2. Classificação de rocha quanto ao potencial natural de geração de hidrocarbonetos (Peters e Cassa, 1994).....	28
Tabela 3. Classificação de rocha quanto ao potencial de geração considerando o tipo de hidrocarboneto (Peters e Cassa, 1994). ....	28
Tabela 4. Classificação de rocha quanto ao grau de maturação térmica, segundo as proposições de Tissot e Welte (1984) e Peters e Cassa (1994). ....	29

## LISTA DE QUADROS

- Quadro 1. Quadro síntese de fácies definidas ao longo dos intervalos de estudo. Observe a relação entre litologias e fácies, bem como o código das fácies, sua interpretação, ocorrência e sinonímia. ....42
- Quadro 2. Quadro síntese de microfácies definidas ao longo dos intervalos de estudo. Observe a relação entre fácies e microfácies, bem como o código das microfácies, seus principais aspectos texturais e composicionais, ocorrência e sinonímia.....43

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>19</b>
<b>2. OBJETIVOS .....</b>	<b>20</b>
<b>3. MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>21</b>
<b>3.1 MATERIAIS .....</b>	<b>21</b>
<b>3.2 MÉTODOS .....</b>	<b>23</b>
3.2.1 Caracterização textural e composicional .....	23
3.2.2 Caracterização geoquímica orgânica .....	26
<b>4. GEOLOGIA REGIONAL .....</b>	<b>29</b>
<b>4.1 Bacia do Paraná .....</b>	<b>29</b>
<b>4.2 Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná.....</b>	<b>31</b>
<b>4.3 Supersequência Paraná .....</b>	<b>32</b>
<b>4.4 Formação Ponta Grossa .....</b>	<b>34</b>
4.4.1 Dados Geoquímicos da Formação Ponta Grossa.....	36
<b>5. RESULTADOS .....</b>	<b>37</b>
<b>5.1 Caracterização textural e composicional através de fácies e microfácies.....</b>	<b>37</b>
5.1.1 Fácies e microfácies de argilito.....	41
5.1.1.1 Fácies M1 e microfácies M1a .....	41
5.1.1.2 Fácies M2 e microfácies M2a e M2b.....	47
5.1.2 Fácies e microfácies de siltito .....	51
5.1.2.1 Fácies M3 e microfácies M3a e M3b.....	51
5.1.2.2 Fácies M4 e microfácies M4a e M4b.....	55
5.1.3 Fácies e microfácies de rochas heterolíticas .....	61
5.1.3.1 Fácies H1 e microfácies H1a .....	61
5.1.3.2 Fácies H2.....	62
5.1.3.3 Fácies H3 e microfácies H3a .....	63
<b>5.2 Caracterização geoquímica orgânica .....</b>	<b>65</b>
5.2.1 Carbono Orgânico total (COT) .....	65
5.2.2 Pirólise de Rock-Eval .....	68
<b>6. DISCUSSÃO .....</b>	<b>74</b>
<b>6.1 Modelo deposicional e estratigráfico .....</b>	<b>74</b>

<b>6.2 Modelo de evolução diagenética.....</b>	<b>79</b>
<b>6.3 Geoquímica orgânica e os modelos deposicional, estratigráfico e diagenético.....</b>	<b>86</b>
<b>7. CONCLUSÃO.....</b>	<b>91</b>
<b>8. REFERÊNCIAS .....</b>	<b>93</b>

## 1. INTRODUÇÃO

Rochas microclásticas são constituídas majoritariamente por partículas  $< 0,062$  mm e representam cerca de dois terços do volume de rochas sedimentares do registro geológico (*q.v.* Potter *et al.*, 2005). Apesar de serem recorrentes, sua origem, características, e mecanismos de transporte e deposição, ainda hoje, podem ser considerados pouco compreendidos, especialmente quando se trata das bacias sedimentares brasileiras.

A aparência, na maioria das vezes monótona, associada ao tamanho diminuto de suas partículas (tamanho argila e silte) e a dificuldade de observação de estruturas sedimentares, configuram fatores limitantes para a realização de investigações aprofundadas, principalmente do ponto de vista sedimentológico e estratigráfico. Somado a isto, sabe-se que rochas microclásticas são muito suscetíveis as modificações causadas pela ação intempérica. Em países de clima tropical úmido, como o Brasil, o intemperismo é responsável pelas características frequentemente descritas na literatura, tais como cor e grau de consolidação. Deste modo, produz-se descrições pouco detalhadas, que não refletem toda a variedade e complexidade das rochas microclásticas. Trabalhos que se ocupam, por exemplo, em quantificar a proporção de argila, silte e areia em rochas microclásticas (*e.g.*, Carelli e Borghi, 2011) são pouco recorrentes, o que gera inconsistências, inclusive, em sua classificação.

Nas últimas décadas, estudos realizados em sucessões essencialmente argilosas em bacias norte-americanas (*e.g.*, Schieber *et al.*, 2007; Wilson e Schieber, 2014; Yawar e Schieber, 2017; Li e Schieber, 2018) ocuparam-se em discutir de forma aprofundada os processos envolvidos na deposição de rochas finas, revelando um cenário deposicional muito mais dinâmico e complexo do que a simples “decantação de finos em ambiente de baixa energia”, como proposto por estudos anteriores. Apesar dos avanços notáveis, a compreensão acerca da evolução deposicional e pós-deposicional dos sistemas dominados por sedimentos finos, seus processos e mecanismos atuantes, ainda é limitada, principalmente, pela carência de estudos capazes de integrar diferentes técnicas de análise e escalas de observação. Estudos envolvendo este tipo de rocha são ainda mais escassos quando realizados em um arcabouço estratigráfico sequencial.

Neste contexto inserem-se as rochas da Formação Ponta Grossa, unidade litoestratigráfica superior da seção siluro-devoniana da Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 2007). Aflorante nas bordas Leste e Noroeste da bacia, a Formação Ponta Grossa é constituída essencialmente por argilitos e siltitos, físseis ou não, normalmente bioturbados, que podem



apresentar intercalações de arenitos muito finos a finos. Por vezes, os arenitos encontram-se em forma de camadas centimétricas e podem conter estratificações cruzadas por onda e monticulada (*hummocky*) (Petri, 1948; Lange e Petri, 1967; Assine, 1996; Milani *et al.*, 2007; Plantz *et al.*, 2021).

Tais rochas são relativamente bem conhecidas do ponto de vista da paleontologia (*e.g.*, Sedorko *et al.*, 2018a; Sedorko *et al.*, 2018b; Sedorko *et al.*, 2019; Sedorko *et al.*, 2023) e da geoquímica orgânica (Silva, 2007; Silva *et al.*, 2020; Gonçalves *et al.*, 2024). Todavia, faltam estudos detalhados, especialmente aqueles voltados para a caracterização textural e que sejam capazes de integrar dados de diferentes técnicas de análise e escalas de observação. Isso resulta em uma lacuna na compreensão dos processos e da dinâmica do ambiente de sedimentação que governa a deposição de rochas microclásticas. Adicionalmente, há desafios para entender a relação entre a deposição e preservação da matéria orgânica, o que impacta diretamente no potencial gerador de hidrocarbonetos (gás, gás e condensado e óleo) dessas rochas.

## 2. OBJETIVOS

Este estudo tem como objetivo: (a) realizar a caracterização textural, composicional e geoquímica orgânica em sequências transgressivas-regressivas (T-R) de 3ª ordem constituídas essencialmente por rochas microclásticas da Formação Ponta Grossa (Devoniano, Bacia do Paraná); e (b) com base no arcabouço estratigráfico sequencial, realizar uma análise comparativa entre os dados obtidos.

O estudo visa compreender a complexidade dos processos deposicionais e pós-deposicionais que atuam em sistemas dominados por lama e como esses mecanismos interferem na deposição e preservação da matéria orgânica e, por conseguinte, suas características como possível rocha geradora de óleo e gás.

Constituem objetivos específicos: (i) realizar a caracterização de fácies sedimentares; (ii) realizar a caracterização de microfácies, buscando um refinamento das fácies; (iii) propor um modelo de evolução diagenética; (iv) classificar as rochas de acordo com seu potencial de geração de hidrocarbonetos e grau de maturação térmica; (v) integrar os dados obtidos e (vi) compará-los considerando as sequências deposicionais.

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1 Materiais

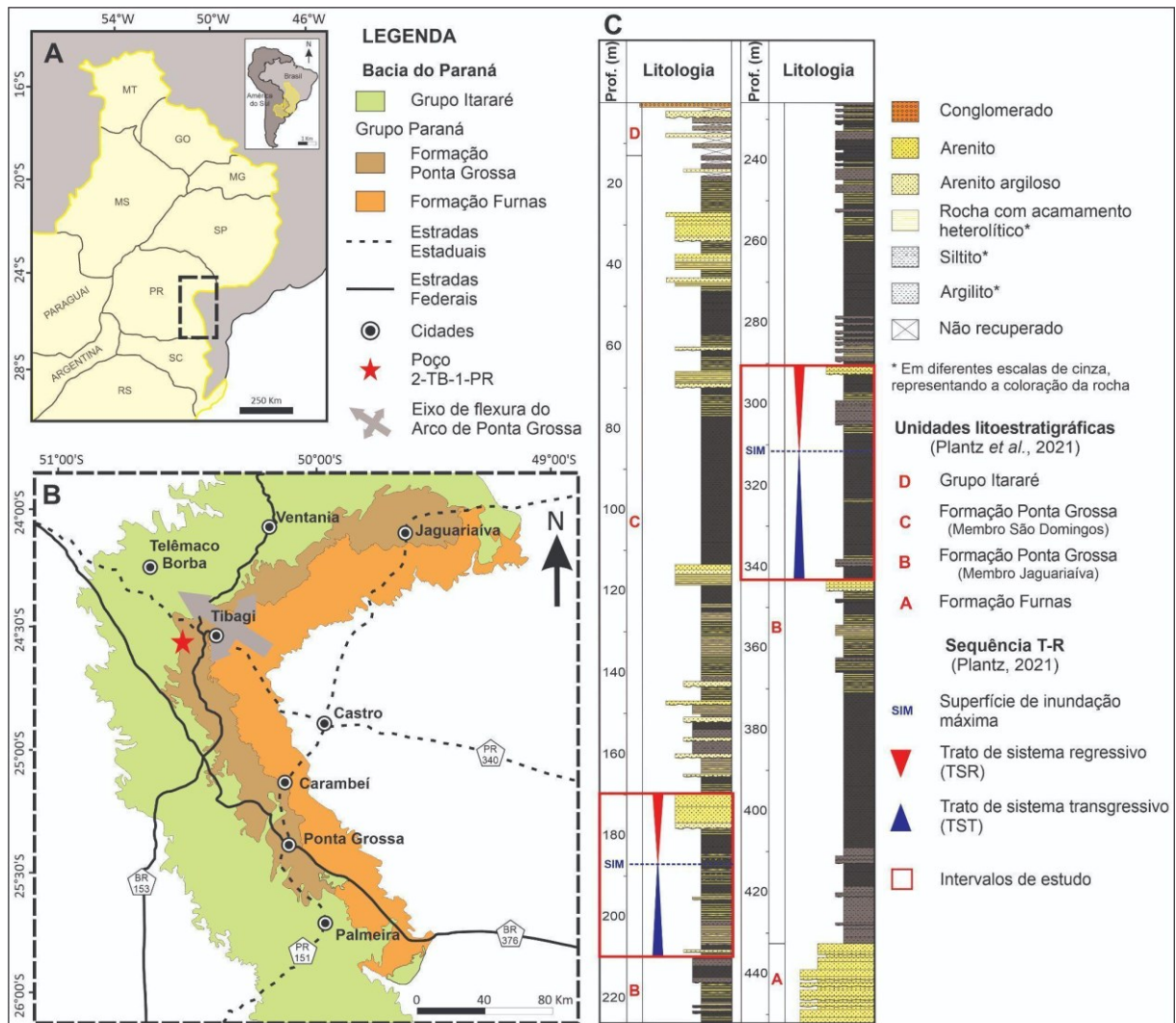
O material de estudo consiste de rochas majoritariamente microclásticas da Formação Ponta Grossa recuperadas entre 345,3 – 290,6 m e 211,6 – 168,0 m de profundidade do testemunho de sondagem do poço 2-TB-1-PR (*Figura 1*), totalizando cerca de 98,0 m de espessura. O estudo também conta com 19 lâminas petrográficas, 78 análises de carbono orgânico total (COT) e 53 análises de Pirólise de Rock Eval.

O testemunho foi obtido por meio de sondagem rotativa na Fazenda Vale dos Pássaros, bairro São Domingos do município de Tibagi (PR), borda leste da Bacia do Paraná (coordenadas geográficas 24°33'45,96'' S e 50°30'58,20'' W, datum WGS 84 – *Figura 1*) e encontra-se armazenado nas dependências do Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).

A operação de sondagem, com testemunhagem contínua, atingiu 451,6 m de profundidade e apresentou uma recuperação de 97% (ca. 438,0 m). Plantz *et al.* (2021) identificaram, na base do testemunho, rochas arenosas da Formação Furnas em contato transicional com as rochas argilosas da Formação Ponta Grossa. Estas, correspondem a cerca de 95% do material recuperado do testemunho (419,6 m de espessura) e, sobre elas, estão dispostos depósitos atribuídos ao Grupo Itararé (*Figura 1*). Plantz (2021) analisou o intervalo correspondente a Formação Ponta Grossa e, sob o enfoque da estratigrafia de sequências, definiu nove sequências transgressivas-regressivas (T-R, *sensu* Embry, 2002) de 3ª ordem.

Os intervalos selecionados para este estudo correspondem a duas das sequências T-R definidas por Plantz (2021), D200 (345,3 – 290,6 m) e D500 (211,6 – 168,0 m), e analisadas em maior detalhe por Reis *et al.* (2023) e Fernandes (2024), respectivamente. D200 está localizada na porção basal do testemunho de sondagem (*Figura 1*) e tem sua deposição associada ao início do Eifeliano (Plantz, 2021). Litoestratigraficamente corresponde ao Membro Jaguariaíva, unidade inferior da Formação Ponta Grossa (Plantz *et al.*, 2021). A superfície de regressão máxima (SRM) que limita a base de D500 está relacionada a passagem do Eifeliano para o Givetiano (Plantz, 2021) e, de acordo com Plantz *et al.* (2021), representa os primeiros depósitos do Membro São Domingos, unidade superior da Formação Ponta Grossa (*Figura 1*).

Figura 1. Localização do material de estudo. (A) e (B) Mapa de localização do poço 2-TB-1-PR, perfurado na borda leste da Bacia do Paraná, região do Arco de Ponta Grossa, nas proximidades da cidade de Tibagi, no Estado do Paraná. Note em (B) as unidades litoestratigráficas aflorantes na região. (C) Perfil litológico simplificado do testemunho do poço 2-TB-1-PR, com destaque para as seqüências T-R selecionadas para este estudo de caso.



Fonte: Elaborado a partir de Plantz (2021).

Dentre as 19 lâminas petrográficas utilizadas neste estudo de caso, 10 foram confeccionadas ao longo de D200 (291,05 m; 294,55 m; 300,90 m; 306,90 m; 311,40 m; 326,80 m; 329,75 m; 335,70 m; 339,95 m; e 345,00 m) e nove ao longo de D500 (171,15 m; 178,20 m; 181,05 m; 185,25 m; 186,90 m; 193,25 m; 194,70 m; 201,80 m; e 205,20 m). As lâminas petrográficas, que pertencem ao Lagesed – UFRJ, estão armazenadas no Laboratório de Microscopia de Petrografia (LABMICRO) da Universidade Federal de Uberlândia (UFU) – Campus Monte Carmelo.

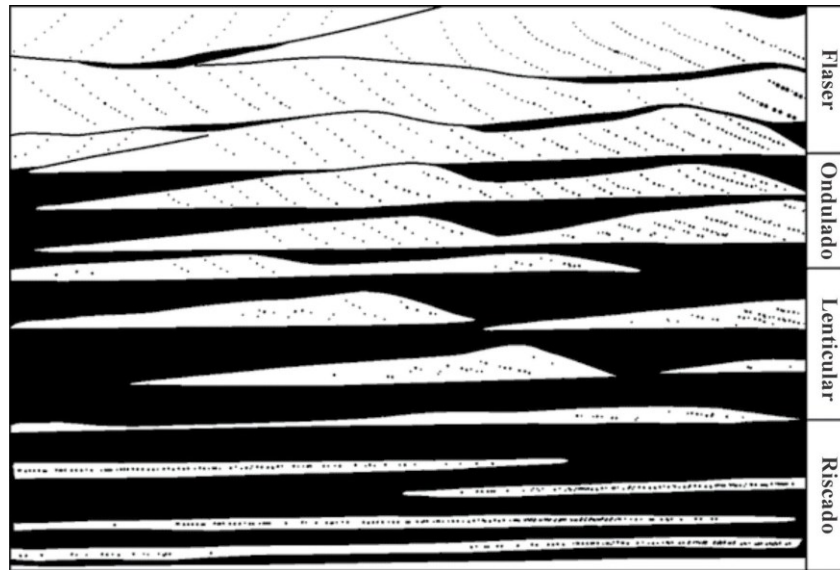
## 3.2 Métodos

### 3.2.1 Caracterização textural e composicional

Definidos os intervalos de estudo, ou seja, as sequências T-R de 3ª ordem D200 e D500 (Plantz, 2021 – *Figura 1*), foi realizada a descrição macroscópica de detalhe (escala 1:20), considerando aspectos como: textura, composição (mineralogia), cor (segundo a escala de cores de Munsell, 2012), tipos de contatos estratiais, tipos de acamamentos sedimentares (*Figura 2*), além de estruturas sedimentares, conteúdo fóssilífero e índice de bioturbação (*sensu* Droser e Bottjer, 1986; 1991 – *Figura 3*). A descrição foi feita remotamente, a partir de imagens de alta resolução obtidas no analisador de testemunhos CoreScan da marca DMT.

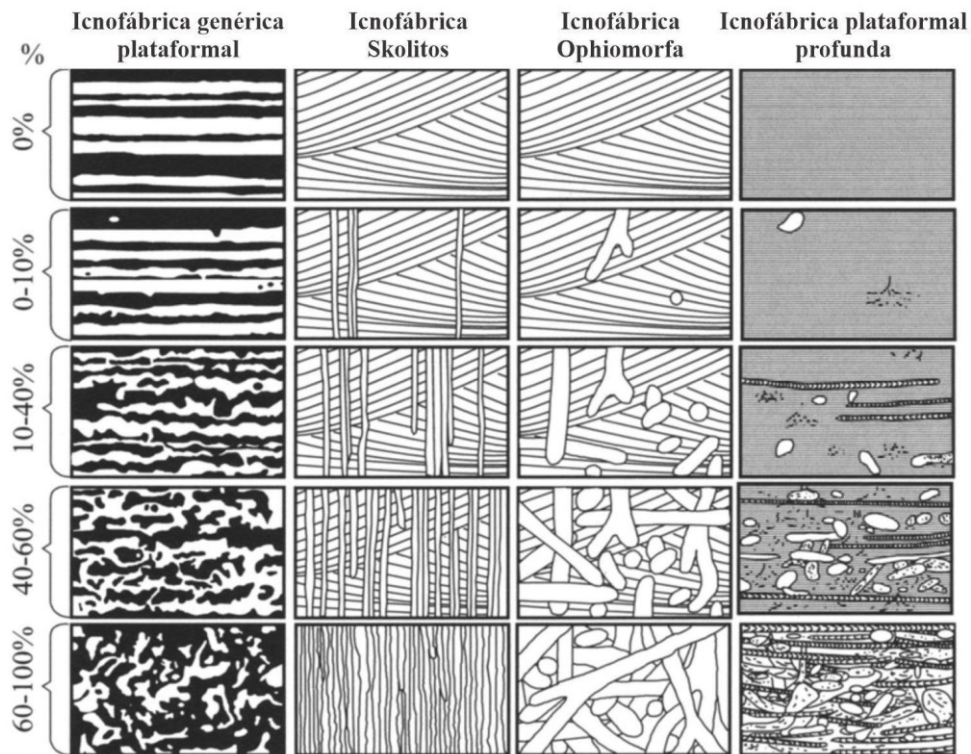
Buscando maior refinamento dos dados, as informações texturais e composicionais macroscópicas foram complementadas por descrições quantitativas em 19 lâminas petrográficas, conforme esquema ilustrativo apresentado na *Figura 4*. Sob luz transmitida / polarizada, em microscópio petrográfico LUMEN, modelo T3 15A, do LABMICRO – UFU, foram obtidas informações como microtrama, microtextura e composição. Os percentuais de argila, silte e areia, bem como dos minerais presentes, foram estabelecidos por estimativas visuais em, no mínimo, cinco campos distintos. Fotomosaicos, que auxiliaram a descrição, foram adquiridos com aumento de 5X, em nicois paralelos, através do microscópio modelo Zeiss Imager M2m, do Lagesed – UFRJ. A nomenclatura adotada seguiu a proposta de classificação de rochas microclásticas de Picard (1971 – *Figura 5*).

Figura 2. Bloco diagrama com os diferentes tipos de acamamento sedimentar identificados ao longo dos intervalos de estudo. Note a diferença no percentual de areia e/ou silte presente no acamamento riscado, lenticular, ondulado e fláser.



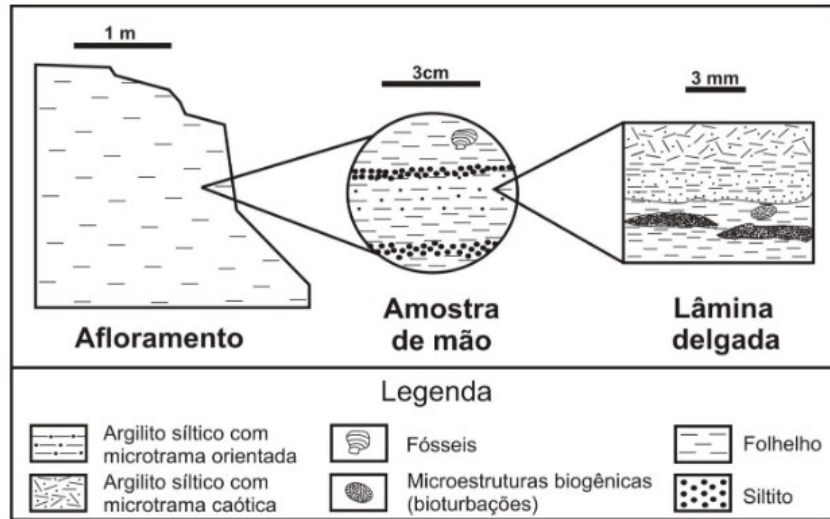
Fonte: Reineck e Wunderlich (1968).

Figura 3. Índice de bioturbação (IB) *sensu* Droser e Bottjer (1986; 1991) exemplificado pelo esquema de McIlroy (2004). A figura indica as proporções de sedimento reelaborado pela bioturbação, em que 0% corresponde a IB = 1 (ausência de bioturbação); 0 – 10%, IB = 2 (fracamente bioturbado); 10 – 40%, IB = 3 (moderadamente bioturbado); 40 – 60%, IB = 4 (moderada- a intensamente bioturbado); e 60 – 100%, IB = 5 (intensamente bioturbado).



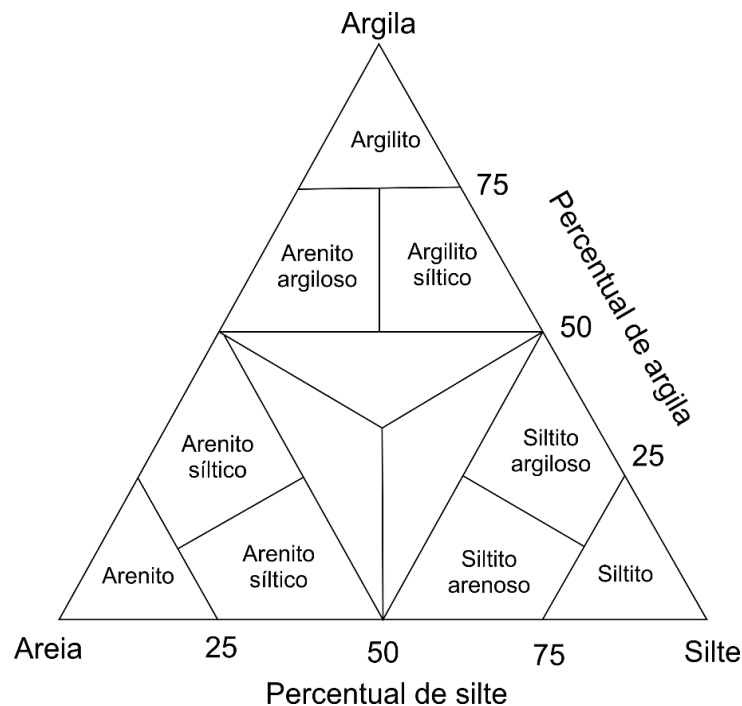
Fonte: McIlroy (2004).

Figura 4. Esquema exemplificando as diferentes escalas na observação e classificação de rochas sedimentares microclásticas.



Fonte: Carelli (2010).

Figura 5. Classificação de rochas microclásticas de acordo com a proposta de Picard (1971).



Fonte: Picard (1971).

Com base nas descrições macro- e microscópica realizadas neste estudo e nas fácies e microfácies previamente caracterizadas para as sequências D200 (*q.v.* Reis *et al.*, 2023) e D500 (*q.v.* Fernandes, 2024), foi feita uma integração e compilação, resultando em um conjunto de

fácies e microfácies que atendem simultaneamente às duas sequências. Para isso, seguiu-se o conceito de fácies sedimentares proposto por Borghi (2000), Selley (2000) e Walker (2006) e foi utilizado a textura predominante, a presença de estruturas sedimentares, o tipo de acamamento (riscado, lenticular, ondulado e fláser – *Figura 2*) e o índice de bioturbação (IB entre 1 e 5 – *Figura 3*) como aspectos diagnósticos. Para as microfácies, considerou-se o conceito de Carelli (2010), sendo a microtrama e a composição (incluindo o grau de cimentação das rochas) os principais elementos diagnósticos.

Para refinar a caracterização mineralógica e auxiliar na compreensão da evolução diagenética, foram utilizados mapas composicionais do acervo do Lagesed - UFRJ e feita a integração com dados de difratometria de raios-X (DRX) disponíveis na literatura (*q.v. Maia et al., 2021*). Os mapas composicionais foram obtidos em 2021, no âmbito do Projeto Folhelho (IGEO - 19301), através de microscópio eletrônico de varredura (MEV) com espectroscopia de energia dispersiva (EDS) acoplado. Para realização das análises de MEV-EDS os fragmentos de rocha selecionados ao longo do testemunho do poço 2-TB-1-PR foram emblocados em resina e recobertas com carbono, sob tensão de aceleração de 15 kV e spot size 5, foram analisadas no equipamento FEI Quanta 400, modelo Bruker Quantax800 acoplado a um espectrômetro de energia dispersiva, modelo BrukerXFlash 4030 do CETEM. Dentre as 42 análises disponíveis, apenas nove (339,95 m; 329,75 m; 311,40 m; 291,05 m; 214,00 m; 205,20 m; 193,25 m; 181,15 m; e 171,15 m) encontram-se no intervalo de interesse deste estudo.

### **3.2.2 Caracterização geoquímica orgânica**

Para esta etapa foram utilizados dados de análises de Carbono Orgânico Total (COT) e Pirólise de Rock Eval, métodos consagrados da geoquímica orgânica, empregados, dentre outras coisas, para quantificar e caracterizar a matéria orgânica presente nas rochas.

A amostragem para COT foi realizada em duas etapas. Na primeira, as amostras foram coletadas em intervalos regulares de aproximadamente 1,5 m, evitando-se as camadas mais espessas de siltito, devido ao seu menor conteúdo orgânico. Na segunda etapa, as amostras foram coletadas com o objetivo de refinar a informação estratigráfica, focando nos níveis mais argilosos e de coloração mais escura, onde se espera um maior conteúdo orgânico. Isso permitiu detalhar a informação dos tratos de sistema e refinar o posicionamento da superfície de inundação máxima (SIM – *Figuras 8 e 9*), previamente estabelecida por Plantz (2021).

As amostras para análise de COT continham aproximadamente 5g / cada. Após a coleta, foram pulverizadas em graal de ágata, peneiradas (< 80 mesh) para separação da fração argila, pesadas e acidificadas com HCl a 10% para a remoção da fração carbonática. Em seguida, as amostras foram neutralizadas, secas em estufa a temperatura média de 50°C, pesadas novamente e analisadas no aparelho SC 144 LECO do Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânicas (LAFO) da UFRJ. O método adotado foi o ASTM D 4239 (*American Society for Testing and Materials* – ASTM, 2008) e NCEA-C-1282 (*United States Environmental Protection Agency* – US EPA, 2002).

O equipamento fornece o percentual de COT e de enxofre total (S) das amostras. Sequencialmente, foram realizados cálculos do resíduo insolúvel ( $RI (\%) = \text{massa do resíduo insolúvel} - \text{massa inicial da amostra}$ ), do teor de carbonatos totais ( $\text{Carbonatos} (\%) = 100 - RI (\%)$ ) e, também, estabelecidos os valores da razão COT/S. De acordo com Berner (1995) e Borrego *et al.* (1998), a razão COT/S é um importante indicador de condições físico-químicas do ambiente, quando > 3 indica condições oxidantes e quando < 3 remete a condições redutoras.

A Pirólise de Rock Eval é uma análise laboratorial de simulação da geração de hidrocarbonetos, sendo assim, apenas as amostras com teor de COT acima de 0,5% foram escolhidas para realização dos procedimentos necessários. Cada amostra selecionada foi pulverizada em graal de ágata, peneirada (< 80 mesh) para separação da fração argila e cerca de 100 mg foram enviadas para análise. O equipamento utilizado foi um pirolisador de Rock Eval 6 da marca Vinci Technologies, pertencente ao Laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica (LGQM) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ).

Os procedimentos analíticos basearam-se no método de Espitalié *et al.* (1977) e foram lidos os parâmetros S1 (hidrocarbonetos livres – mg HC / g rocha), S2 (potencial de geração – mg HC / g rocha), S3 (em mg CO<sub>2</sub> / g rocha) e a temperatura em que ocorre a altura máxima do pico S2, durante a etapa do craqueamento do querogênio (T<sub>máx</sub>, em °C).

A análise conjunta entre dados de Pirólise de Rock Eval e COT permite o cálculo dos índices de hidrogênio ( $IH = S2 / COT \times 100$ ) e de oxigênio ( $IO = S3 / COT \times 100$ ), parâmetros utilizados em diagramas do tipo “Van Krevelen” para diferenciar os três tipos de querogênio: tipo I (derivado da biomassa lacustre), tipo II (derivado da biomassa marinha) e tipo III (origem terrestre). Outros parâmetros, frequentemente calculados a partir dos dados de Pirólise Rock Eval, são: (i) o somatório entre S1 e S2, que representa o potencial de geração total da rocha; e (ii) o índice de produção, em que  $IP = S1 / (S1+S2)$ .



Os dados obtidos diretamente através dos ensaios laboratoriais (*e.g.*, COT, S1, S2 e Tmáx) e, também, aqueles calculados (*e.g.*, IH, PG e IP) foram utilizados para classificar as rochas microclásticas de acordo com o seu potencial de geração de hidrocarbonetos e seu grau de maturidade térmica. Com base nas propostas de Tissot e Welte (1984) e Peters e Cassa (1994), verifica-se que diferentes critérios (veja detalhes nas *Tabelas 1, 2, 3 e 4*) podem ser aplicados simultaneamente, buscando maior precisão na classificação das rochas.

Tabela 1. Diferentes critérios utilizados para a classificação de rocha quanto ao potencial de geração de hidrocarbonetos (Peters e Cassa, 1994).

<b>Potencial de geração de hidrocarbonetos</b>	<b>COT (%)</b>	<b>S2 (mg HC/g de rocha)</b>	<b>S1 + S2 (mg HC/g de rocha)</b>
Baixo*	0 – 0,5	< 2,0	< 2,0
Moderado	0,5 – 1,0	2,0 – 5,0	2,0 – 6,0
Bom	1,0 – 2,0	5,0 – 10,0	> 6,0
Muito bom	2,0 – 4,0	--	--
Excelente	> 4,0	> 10,0	--

\* Não é considerada rocha geradora.

Tabela 2. Classificação de rocha quanto ao potencial natural de geração de hidrocarbonetos (Peters e Cassa, 1994).

<b>Potencial de geração natural de hidrocarbonetos</b>	<b>S1 (mg HC/g de rocha)</b>
Pouca geração natural	< 0,5
Moderada geração natural	0,5 – 1,0
Boa geração natural	1,0 – 2,0
Excelente geração natural	> 2,0

Tabela 3. Classificação de rocha quanto ao potencial de geração considerando o tipo de hidrocarboneto (Peters e Cassa, 1994).

<b>Potencial de geração considerando o tipo de hidrocarboneto</b>	<b>IH (mg HC/g de COT)</b>
Potencial para gás	< 200
Potencial para gás e condensado	200 – 300
Potencial para óleo	> 300

Tabela 4. Classificação de rocha quanto ao grau de maturação térmica, segundo as proposições de Tissot e Welte (1984) e Peters e Cassa (1994).

<b>Grau de maturação térmica</b>	<b>T<sub>máx</sub> (°C)</b>	<b>Índice de Produção (IP)</b>
Imaturo	< 440	< 0,10
Maturo	440 – 470	0,1 – 0,4
Supermaturo (senil)	> 470	> 0,4

Buscando integrar dados texturais, composicionais e geoquímicos em um arcabouço estratigráfico sequencial, os dados obtidos foram carregados no *software* CorelDraw®. Os perfis lito-faciológicos (escala aproximada de 1:300 – *Figuras 8 e 9*) contam com informações estratigráficas, facilitando a correlação das análises com os tratos de sistema, a saber: trato de sistema transgressivo (TST) e trato de sistema regressivo (TSR – *sensu* Embry, 2002), e com as superfícies estratigráficas, a saber: superfície de regressão máxima (SRM) e superfície de inundação máxima (SIM – *sensu* Embry, 2002), previamente identificados por Plantz (2021).

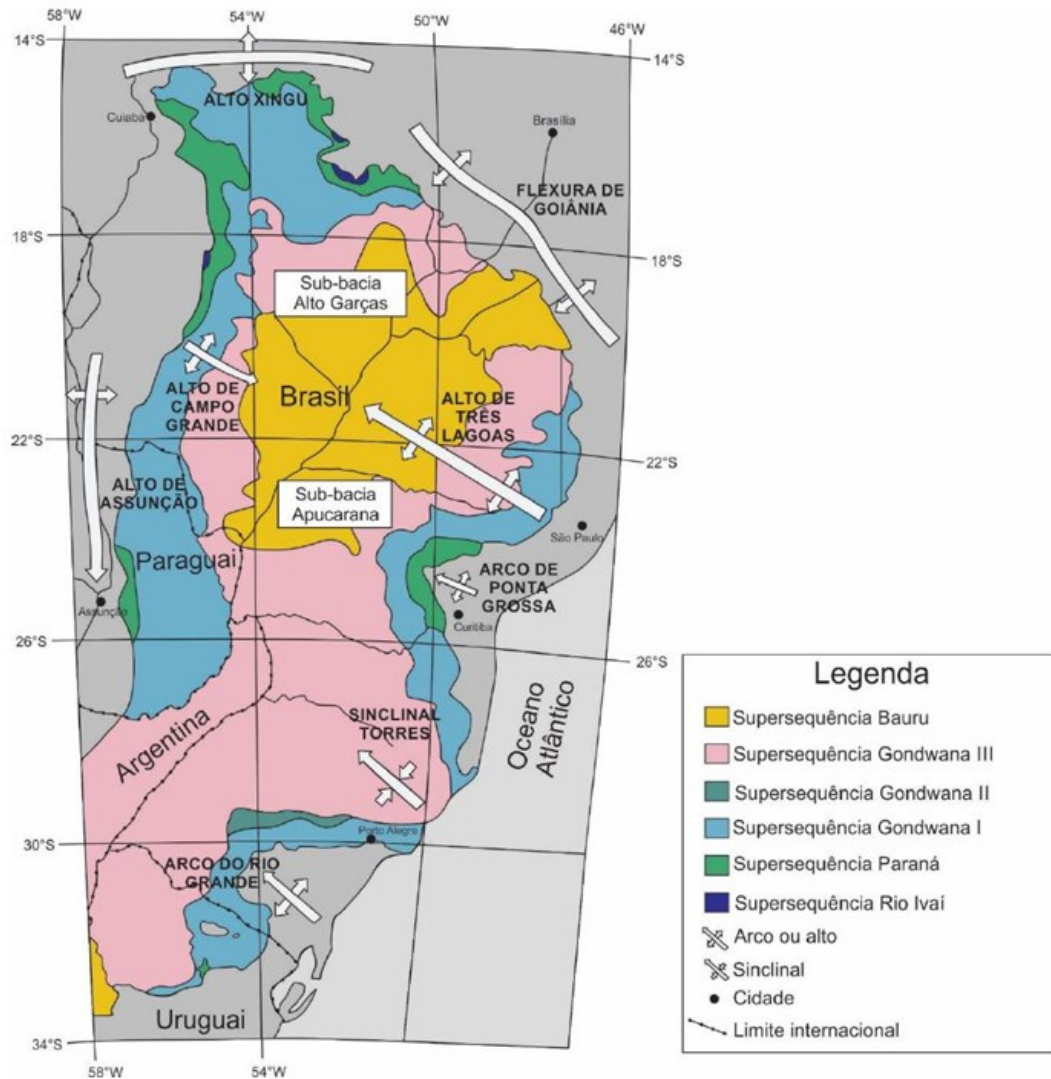
## 4. GEOLOGIA REGIONAL

### 4.1 Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná (*Figura 6*) abrange porções territoriais de estados brasileiros das regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste, além de territórios estrangeiros como nordeste da Argentina, leste do Paraguai e oeste do Uruguai, ocupando uma área de aproximadamente 1.500.000 km<sup>2</sup> (Milani *et al.*, 2007). Trata-se de uma bacia paleozoica de interior cratônico, delimitada por contatos erosivos decorrentes de eventos mesozoicos (Milani, 2004; Milani *et al.*, 2007), que apresenta um formato ovalado, com direção preferencial N-S e dimensões aproximadas de 1.750 km de comprimento, 900 km de largura e 8 km de profundidade.

Na porção territorial do Brasil, a Bacia do Paraná é subdividida em dois depocentros, que constituem a sub-bacia Alto Garças (ao norte) e Apucarana (ao sul – *Figura 6*). Separadas pelos altos de Campo Grande e Três Lagoas e conectadas através do sinclinal Alto Araguaia (Ramos *et al.*, 1970), durante o Ordoviciano, Siluriano e início do Devoniano as sub-bacias evoluíram de forma independente, com suas características litológicas e faunísticas sendo moldadas pela tectônica ativa na borda sul-ocidental do Gondwana (Melo, 1988; Milani e Ramos, 1998; Grahn *et al.*, 2010a).

Figura 6. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, abrangendo as superseqüências Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru. A figura abaixo contém as principais feições estruturais que delimitam a bacia e as sub-bacias Apucarana e Alto Garças.



Fonte: Modificado de Milani (2004) e Grahn *et al.* (2010) por Moreira (2019).

A conexão entre as sub-bacias, formando um extenso mar epicontinental, é datada do Givetiano e interpretada como resultado da ampla influência da subsidência sofrida durante o Emsiano, motivada pela Orogenia Precordilheirana (Melo, 1988; Pereira e Bergamaschi, 1996; Milani e Ramos, 1998). Neste período, a sub-bacia Alto Garças é caracterizada por um ambiente deposicional marinho mais raso do que o estabelecido na sub-bacia Apucarana. Isto fica evidenciado pela maior taxa de sedimentação de siltitos e arenitos ao Norte e pelo amplo predomínio de rochas argilosas (argilitos e folhelhos) ao Sul (Melo, 1988; Grahn *et al.*, 2010a, Milani *et al.*, 2007).

A área de estudo está situada na sub-bacia Apucarana, na região conhecida como Arco de Ponta Grossa (*Figura 6*). De acordo com Zalán *et al.* (1987), o arco corresponde a uma feição alongada, de orientação preferencial NW-SE herdada do embasamento. Seu soerguimento está associado a pulsos ascensionais relacionados à abertura do Atlântico Sul, que ocorreram entre o Cretáceo e o Neógeno (Zalán *et al.*, 1990), promovendo a remoção de uma sucessão sedimentar de mais de 2.500 m de espessura (Zanotto, 1993), expondo assim as rochas mais antigas da bacia, dentre elas as siluro-devonianas do Grupo Paraná.

#### 4.2 Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná

O desenvolvimento da Bacia do Paraná (*Figura 6*) ocorreu no núcleo do paleocontinente Gondwana, em sua porção sul-ocidental cratônica (Milani e Ramos, 1998). A bacia forma-se como uma sinéclise, por subsidência térmica, mas sua evolução ocorre sob forte influência da atividade tectônica na borda sul-ocidental do Gondwana (Milani *et al.*, 2007; Milani e Ramos, 1998; Cordani *et al.*, 1984; Soares, 1991; Zalán *et al.*, 1990). De acordo com Milani e Ramos (1998) e Milani *et al.* (2007), a bacia evolui como uma calha de antepaís, cujos mecanismos flexurais, associados a sobrecarga tectônica originada pela formação dos cinturões adjacentes, são propagados para dentro do continente. Tais esforços foram capazes de controlar os ciclos de subsidência e, conseqüentemente, o registro estratigráfico da Bacia do Paraná.

Segundo Milani *et al.*, (2007), o registro estratigráfico da Bacia do Paraná, que se estende entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo, encontra-se dividido em seis supersequências: (i) Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano); (ii) Supersequência Paraná (Devoniano); (iii) Supersequência Gondwana I (Carbonífero – Eotriássico); (iv) Supersequência Gondwana II (Meso- a Neotriássico); (v) Supersequência Gondwana III (Neojurássico – Eocretáceo); e (vi) Supersequência Bauru (Neocretáceo). O conjunto de todas as supersequências formam o registro preservado de fases de acumulação sedimentar progressiva, que se alternam a épocas de erosão generalizada, algo registrado pelas discordâncias regionais que as limitam (Milani *et al.*, 2007).

As supersequências Rio Ivaí, Paraná e Gondwana I representam ciclos transgressivos-regressivos paleozoicos, que marcam estágios de subsidência e mudanças relativas do nível do mar, intimamente associados aos grandes eventos tectono-sedimentares magmáticos dos Ciclos Famatiniano e Gondwânico (Milani e Ramos, 1998). O Ciclo Famatiniano (Ordoviciano a

Devoniano) é formado pelas orogenias Oclóyica e Precordilheirana e o Ciclo Gondwânico (Carbonífero e Triássico) abrange as orogenias Chánica e Sanrafaélica (Milani e Ramos, 1998).

A Orogenia Oclóyica representa um evento colisional entre os terrenos Precordilheira e Gondwana, que ocorreu durante o Meso/Neo-Ordoviciano e foi responsável por reativações de zonas de fraquezas antigas do embasamento (Ramos *et al.*, 1986). Segundo Milani (1997), este evento ocasionou a subsidência inicial da Bacia do Paraná, formando alongadas depressões, de direção preferencial NE-SW, criando espaço de acomodação para a deposição da Supersequência Rio Ivaí. A Orogenia Precordilheirana iniciou-se no Devoniano e é caracterizada pela colisão do terreno Chilenia (Zalán, 2004), responsável por promover uma subsidência acelerada, criando espaço de acomodação para os depósitos da Supersequência Paraná (Milani e Ramos, 1998).

Já no Ciclo Gondwânico, a Orogenia Chánica iniciou-se no Eocarbonífero, e ficou conhecida como o estágio final da colisão do terreno Chilenia, o qual foi responsável pelo estabelecimento de mais um ciclo de subsidência na porção continental do Gondwana, gerando espaço para a acomodação dos depósitos da Supersequência Gondwana I (Milani e Ramos, 1998; Zalán, 2004). Sequencialmente, a Orogenia Sanrafaélica, também chamada de Gondwanides, teve início no final do Eopermiano e representa a acreção do terreno Patagônia à parte sul do Gondwana (Milani e Ramos, 1998; Zalán, 2004).

No Mesozoico, a continentalização da Bacia do Paraná é registrada pelas supersequências Gondwana II e III. Derrames e intrusões de rochas ígneas da Formação Serra Geral são formados no contexto de ruptura do Gondwana e abertura do Atlântico Sul e o resfriamento dessas rochas é responsável pelo último ciclo de sedimentação da bacia, os depósitos, também continentais, da Supersequência Bauru (Milani e Zalán, 1999; Milani *et al.*, 2007).

### **4.3 Supersequência Paraná**

A Supersequência Paraná (*Figura 6*), de idade siluro-devoniana, apresenta espessuras da ordem de 800 m, assentando-se sobre os estratos da Supersequência Rio Ivaí ou diretamente sobre o embasamento neoprotezoico da Bacia do Paraná (Milani e Zálán, 1999; Milani *et al.*, 2007). Seu contato basal com a Supersequência Rio Ivaí é definido pela discordância Neossiluriana, caracterizada por erodir significativamente o pacote ordovício-siluriano da bacia, configurando um amplo e regular peneplano (Milani e Ramos, 1998). Enquanto o topo,

é delimitado pela discordância Neodevoniana, também conhecida como discordância Pré-Itararé, desenvolvida no final do Devoniano e, sobretudo, no Carbonífero, durante a extensa glaciação experimentada pelo Gondwana Sul-ocidental (Milani e Zálan, 1999; Milani *et al.*, 2007). Segundo Assine (1996), esta discordância foi responsável pela remoção de espessas sucessões de sedimentos devonianos e carboníferos, principalmente na borda leste da Bacia do Paraná.

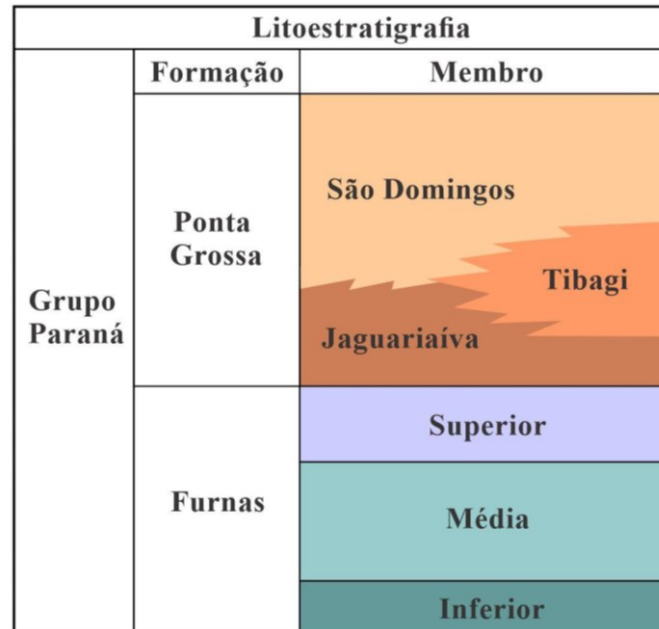
Associada ao segundo ciclo de subsidência acelerada da Bacia do Paraná, a Supersequência Paraná ocorre como resultado de uma flexura de escala regional atrelada a Orogenia Precordilheirana e registra um ciclo transgressivo-regressivo completo de oscilação do nível do Panthalassa (Milani e Ramos, 1998). Isto se comprova pela presença de sedimentos siluro-devonianos, essencialmente arenosos, associados a ambientes continentais e parálicos, recobertos por depósitos devonianos (Emsiano – Frasniano), síltico-argilosos, típicos de ambientes marinhos (Milani e Ramos, 1998; Milani *et al.*, 2007).

Litoestratigraficamente, a Supersequência Paraná é formada pelo Grupo Paraná, caracterizado por um pacote arenoso inferior, a Formação Furnas, e um pacote essencialmente argiloso no topo, a Formação Ponta Grossa (*Figura 7*). A Formação Furnas (*Figura 7*) pode atingir até 300 m de espessura e é composta majoritariamente por arenitos quartzosos, de coloração esbranquiçada, com granulometria variando entre média e grossa, de má seleção, com estratificação cruzada planar, por onda, espinha de peixe e monticulada (*hummocky cross-stratification*) bem preservadas. Esses arenitos apresentam geometria tabular e são frequentemente associados a ambientes fluviais entrelaçados e costeiros (Petri, 1948; Bigarella *et al.*, 1966; Borghi, 1993, 2002; Assine, 1996, 1999; Bergamaschi, 1999; Lobato e Borghi, 2005).

Segundo Assine (1999), a Formação Furnas pode ser subdividida em três unidades informais (*Figura 7*), a saber: (i) unidade inferior, composta por arenitos e conglomerados interpretados como depósitos de planícies aluviais costeiras; (ii) unidade média, constituída por arenitos com estratificação cruzada e intercalações síltico-argilosas relacionadas à icnofósseis de trilobita, de origem marinha; e, por fim, (iii) unidade superior, caracterizada por pavimentos de seixos atribuídos a eventos de tempestade e arenitos com estratificação cruzada, indicativos de um ambiente plataformal raso, dominado por correntes de maré. Com base em dados icnológicos, Sedorko *et al.* (2017) corroboram essa subdivisão tripartite da Formação Furnas e utilizam a ocorrência de icnofósseis típicos das icnofácies *Skolithos* e *Cruziana* para confirmar

que a Formação Furnas representa, ainda que localmente, um sistema parálico a marinho raso dominado por marés.

Figura 7. Diagrama litoestratigráfico do Siluriano-Devoniano da Bacia do Paraná (Sedorko et al., 2019 simplificado após Sedorko et al., 2018c).



Fonte: Autoria Própria

É consenso na literatura que os arenitos da Formação Furnas (*Figura 7*) apresentam assinatura predominantemente transgressiva, culminando nos pelitos da base da Formação Ponta Grossa, unidade alvo do presente estudo, que documenta a primeira grande inundação marinha do Devoniano (Assine, 1996; Bergamaschi, 1999; Milani *et al.*, 2007).

#### 4.4 Formação Ponta Grossa

A Formação Ponta Grossa (*Figura 7*), unidade superior do Grupo Paraná, abrange desde a borda sul até a borda norte da Bacia do Paraná, aflorando nos estados brasileiros do Paraná, Santa Catarina, Mato Grosso e Goiás. Sua espessura pode ser bastante variável, podendo atingir até ~650 m, conforme observado no poço 2-AP-1-PR em Apucarana (PR – Assine, 1996). A unidade é constituída majoritariamente por rochas sedimentares de granulometria fina (< 0,062 mm), como siltitos, argilitos e lamitos. Tais rochas apresentam-se, normalmente, laminadas, podendo exibir ou não fissilidade. Possuem abundante conteúdo fossilífero, são frequentemente bioturbadas e, localmente, pontuadas por progradações arenosas. A deposição

da unidade está associada a um ambiente marinho raso, dominado pela ação de ondas de tempo bom e de tempestade (Bergamaschi, 1999; Milani *et al.*, 2007).

Devido ao abundante conteúdo palinológico, a idade das rochas da Formação Ponta Grossa (*Figura 7*) é bem conhecida. Assume-se que a deposição ocorreu entre o Praguiano e o Neo-frasniano, com registro local de palinofloras do Fameniano (Lange, 1967; Daemon *et al.*, 1967; Loboziak *et al.*, 1988; 1995; 1998; Dino *et al.*, 1995; Grahn *et al.*, 2000; 2002; Grahn, 2005; Gaugris e Grahn, 2006).

De acordo com Petri (1948), o contato basal da Formação Ponta Grossa ocorre de forma gradacional com o topo da Formação Furnas, sendo representado pelas “camadas de transição”. Segundo o autor, o contato ocorre por meio de uma sucessão *finning upward*, variando entre fácies areníticas do topo Formação Furnas à fácies pelíticas da base da Formação Ponta Grossa, exibindo um aumento gradativo da argilosidade. No entanto, não há convergência da literatura. Vários autores (*q.v.* Assine, 1996; Bergamaschi, 1999; Grahn *et al.*, 2010b) advogam que as “camadas de transição” nem sempre aparecem concordantes e podem ocorrer como produto do retrabalhamento de ondas de tempestade ou, ainda, de uma superfície transgressiva, representando, então, depósitos de *lag* transgressivo. Ratificando esta proposição, datações relativas realizadas através de palinologia mostram um hiato de 4 Ma entre o fim da deposição da Formação Furnas e o início da transgressão devoniana que marca o começo da sedimentação da Formação Ponta Grossa (Grahn *et al.*, 2010b; Grahn *et al.*, 2013).

De acordo com Plantz *et al.* (2021), no testemunho do poço 2-TB-1-PR, o contato entre a Formação Furnas e a Formação Ponta Grossa se dá por camadas centimétricas a métricas de arenitos laminados, que exibem localmente estratificação cruzada monticulada (*hummocky*), intercalados com níveis milimétricos a centimétricos de argilitos e siltitos pretos, correlacionados as “camadas de transição” de Petri (1948). Neste caso, as “camadas de transição” são concordantes, contudo, encontram-se dispostas sobre depósitos equivalentes à porção média da Formação Furnas (*sensu* Assine, 1999 – *Figura 7*), caracterizando uma paraconformidade (hiato deposicional – Plantz *et al.*, 2021).

Já com relação ao topo da unidade, há consenso que o mesmo é caracterizado pela discordância erosiva Neodevoniana, que coloca em contato rochas microclásticas da Formação Ponta Grossa (Devoniano) e os depósitos periglaciais do Grupo Itararé (Permo-Carbonífero – Milani *et al.*, 2007).



De acordo com Lange e Petri (1967), nas bordas da Bacia do Paraná (*Figura 6*) a Formação Ponta Grossa pode ser dividida em três membros: Membro Jaguariaíva (Praguiano - Emsiano), Membro Tibagi (Eifeliano) e Membro São Domingos (Givetiano - Neofrasniano), permanecendo indivisa na porção central da bacia, conforme indica a *Figura 7*. Imediatamente acima das “camadas de transição” (*sensu* Petri, 1948) ocorrem os argilitos e siltitos laminados, siltitos arenosos e arenitos muito fino com estratificação cruzada monticulada (*hummocky*), por vezes bioturbados, do Membro Jaguariaíva (*Figura 7*).

O aumento na proporção de sedimentos arenosos, marcado pela maior espessura e recorrência de camadas de arenitos finos com laminações cruzadas por onda e estratificação cruzada monticulada (*hummocky*) e/ou arenitos médios intensamente bioturbados, caracterizam o Membro Tibagi (*Figura 7*). Tais arenitos estão organizados em ciclos de engrossamento granulométrico para o topo, com argilitos e siltitos na base, o que, de acordo com Assine (1996), representa uma progradação deltaica em um Trato de Sistemas de Mar Alto, enquanto Bergamaschi (1999) associa o aumento do aporte sedimentar macroclástico à um episódio de queda do nível relativo do mar (regressão forçada).

A espessa sucessão de folhelhos finamente laminados, siltitos e argilitos intercalados com camadas centimétricas de arenitos com estratificação cruzada monticulada (*hummocky*), além de siltitos com laminação cruzada por onda, que recobrem as sucessões arenosas do Membro Tibagi, caracterizam o Membro São Domingos (*Figura 7*). Trata-se da unidade superior da Formação Ponta Grossa, que ocorre como produto de um afogamento rápido e registra, na Bacia do Paraná, um importante evento de subida eustática, com o máximo transgressivo no Frasniano (Bergamaschi, 1999; Bergamaschi e Pereira, 2001; Milani *et al.*, 2007; Haq e Schutter, 2008).

#### **4.4.1 Dados Geoquímicos da Formação Ponta Grossa**

Reconhecida por ser uma sucessão formada essencialmente por rochas argilosas, que tendem a apresentar elevado conteúdo orgânico, os valores de carbono orgânico total (COT) medidos para a Formação Ponta Grossa são modestos. Os valores médios oscilam em torno de 0,5%, com mínimo de apenas 0,15% e máximo de 4,0% (Bergamaschi, 1999; Silva, 2007; Weniger *et al.*, 2010; Souza *et al.*, 2013; Bertassoli *et al.*, 2016). Para fins de comparação, tem-se, por exemplo, a Formação Irati, unidade litoestratigráfica do Permiano da Bacia do

Paraná, composta por folhelhos potencialmente geradores, cujo COT varia entre 8 e 13%, com picos de até 24% (Milani e Zálán, 1999).

É importante destacar que, na grande maioria dos estudos de caso acerca da Formação Ponta Grossa, os valores de COT são considerados residuais, ou seja, ocorrem como consequência da influência térmica das rochas intrusivas da Formação Serra Geral (Goulart e Jardim, 1982; Milani *et al.*, 2007). Deve-se considerar, também, a origem das amostras analisadas. Se provenientes de afloramentos, os valores podem não retratar corretamente o COT deposicional devido aos efeitos intempéricos e oxidação da matéria orgânica. Todos esses condicionantes, somados à pequena quantidade de estudos integrados, dificultam, inclusive, o entendimento da relação entre os valores de COT, paleoambiente deposicional e posicionamento estratigráfico.

Com índice de hidrogênio (IH) variando entre 64 a 440 mg HC/g COT (Bergamaschi, 1999; Silva, 2007; Souza *et al.*, 2013; Santos, 2017), os autores classificam o querogênio presente nas rochas da Formação Ponta Grossa como provenientes da biomassa marinha (tipo II) e de vegetais terrestres superiores (tipo III), com predomínio do querogênio tipo II. De acordo com os critérios de Peters e Cassa (1994 – *Tabela 3*), esses valores indicam um potencial de geração tanto para óleo quanto para gás.

Além do COT e do tipo de querogênio, outro parâmetro geoquímico relevante para compreender o potencial de geração de uma rocha é o pico S2 da Pirólise de Rock Eval. Na literatura, esses valores variam de 0,17 a 8,0 mg HC/g rocha (Zalán, 1990; Silva, 2007; Souza *et al.*, 2013; Santos, 2017), o que, de acordo com os limites de classificação proposto por Peters e Cassa (1994 – *Tabela 1*), alcançariam potencial gerador variando de baixo a bom.

A maturidade térmica das rochas que constituem a Formação Ponta Grossa, depende da influência de corpos magmáticos intrusivos, associados à Formação Serra Geral. De acordo com a área de ocorrência, as rochas variam desde imaturas a supermaturas, com temperaturas que podem alcançar até 500 °C (Milani *et al.*, 2007; Silva, 2007; Santos *et al.*, 2009; Souza *et al.*, 2013; Muro *et al.*, 2020).

## 5. RESULTADOS

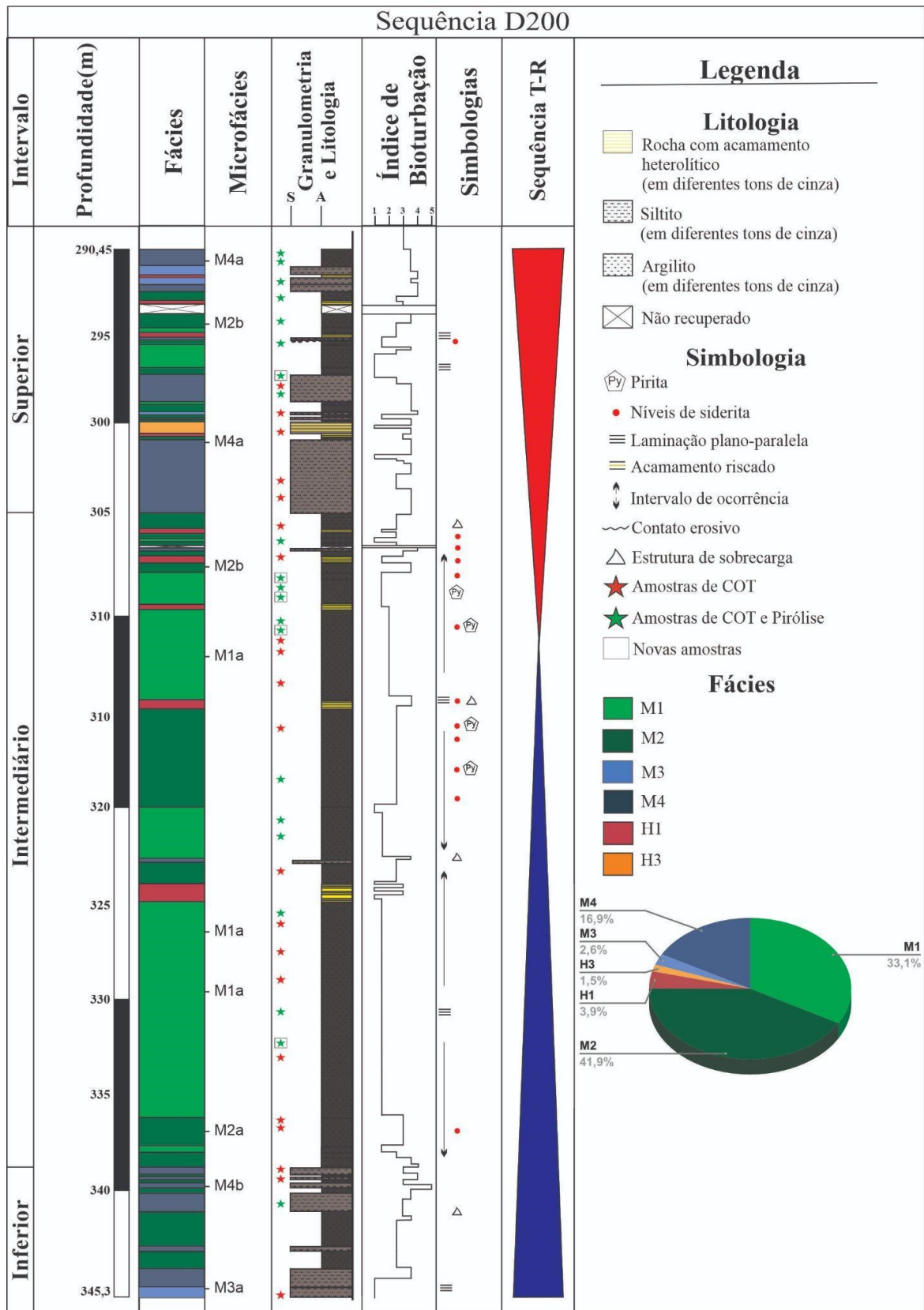
### 5.1 Caracterização textural e composicional através de fácies e microfácies

As seqüências D200 e D500 são formadas, basicamente, por argilitos, siltitos e rochas com acamamento heterolítico (*Figuras 8 e 9*).

Conforme observado por Reis *et al.* (2023), estas rochas encontram-se distribuídas ao longo da D200 em três intervalos distintos (*Figura 8*): (i) intervalo inferior (345,3 – 337,8 m), constituído predominantemente por delgadas camadas (espessura média de ~50 cm) de siltitos areno-argilosos a argilosos, moderada- a intensamente bioturbados; (ii) intervalo intermediário (337,8 – 305,0 m), caracterizado por argilitos laminados associados a ocorrências pontuais de rochas com acamamento heterolítico lenticular e siltitos; e (iii) intervalo superior (305,0 – 290,6 m), onde siltitos moderada- a intensamente bioturbados, similares aos observados no intervalo inferior, são abundantes. Todavia, no intervalo superior observa-se a recorrência de delgadas camadas (espessura média de 20 cm) de rochas heterolíticas com acamamento lenticular, marcando o aumento no aporte de sedimentos silto-arenosos para o topo da sucessão.

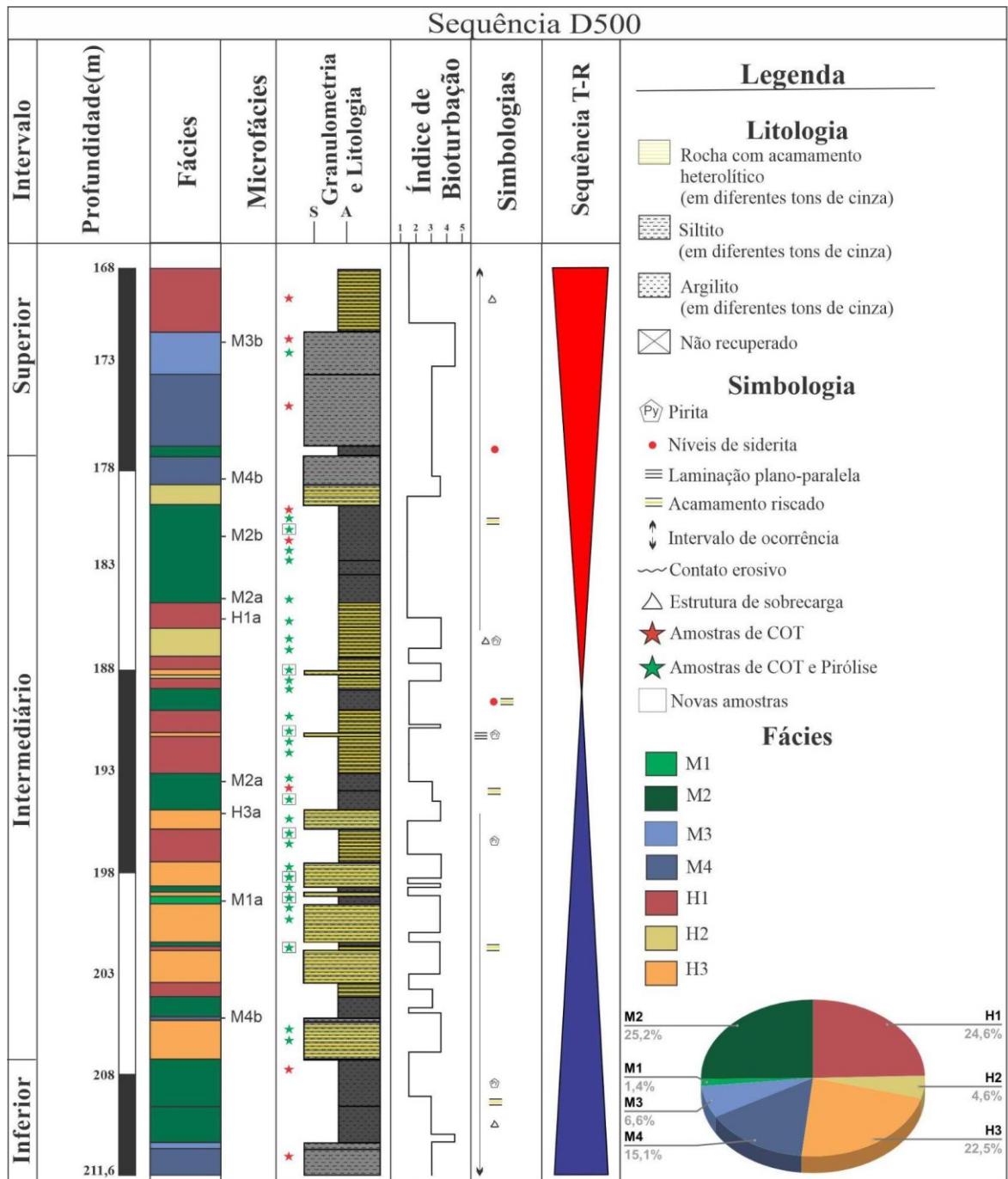
A seqüência D500, quando comparada com D200, exhibe camadas mais espessas e frequentes de siltitos e rochas com acamamento heterolítico (*Figura 9*), contudo a relação vertical entre as litologias descritas também permite identificar três intervalos distintos (*Figura 9*). Em seu intervalo inferior (211,6 – 207,9 m), destaca-se a presença de siltitos areno-argilosos a argilosos, moderadamente bioturbados. O intervalo intermediário (207,9 – 177,9 m) é caracterizado por argilitos a argilitos sílticos laminados, fracamente bioturbados intimamente relacionados com camadas centimétricas de rochas heterolíticas com acamamento fláser, ondulado e, na parte superior do intervalo, lenticular. Por fim, o intervalo superior (177,9 – 168,0 m) pode ser diferenciado dos demais pela ocorrência de camadas centimétricas de siltitos areno-argilosos a argilosos, moderada- a intensamente bioturbados, pontualmente associados a camadas de argilito a argilito síltico e rochas heterolíticas.

Figura 8. Perfil litológico simplificado (escala aproximada 1:300) da sequência T-R D200 no testemunho do poço 2-TB-1-PR (290,0 - 345,3 m). Note a distribuição vertical das fácies e microfácies caracterizadas neste estudo e a sua relação com o índice de bioturbação, tratos de sistema e disposição das análises geoquímicas realizadas. Observe também o percentual de ocorrência das fácies ao longo do intervalo de estudo.



Fonte: Autoria Própria

Figura 9. Perfil litológico simplificado (escala aproximada 1:300) da sequência T-R D500 no testemunho do poço 2-TB-1-PR (168,0 m - 211,6 m). Note a distribuição vertical das fácies e microfácies caracterizadas neste estudo e a sua relação com o índice de bioturbação, tratos de sistema e disposição das análises geoquímicas realizadas. Observe também o percentual de ocorrência das fácies ao longo do intervalo de estudo.



Fonte: Autoria Própria

Considerando as características texturais e composicionais descritas neste estudo de caso, a integração e compilação (*q.v.* Reis *et al.*, 2023; Fernandes, 2024) de fácies e microfácies feita para as sequências D200 e D500 resultou em: (i) sete fácies sedimentares, das quais, duas

são de argilitos (M1 e M2), duas de siltitos (M3 e M4) e três de rochas heterolíticas (H1, H2 e H3); e (ii) nove microfácies (M1a, M2a, M2b, M3a, M3b, M4a, M4b, H1a e H3a), que, conforme o código sugere, representam um detalhamento das fácies. Dada a pequena representatividade da fácies H2, ausente em D200 e correspondendo a apenas 4,6% de D500 (*Figuras 8 e 9*), as sequências analisadas não contam com lâminas petrográficas associadas a ela.

As fácies e microfácies, apresentadas a seguir, encontram-se sintetizadas nos *Quadros 1 e 2*, respectivamente, e sua distribuição vertical pode ser observada nas *Figuras 8 e 9*.

### **5.1.1 Fácies e microfácies de argilito**

Os argilitos são bastante recorrentes ao longo das sequências analisadas. É a litologia mais comum em D200, correspondendo a 75% de toda a sequência (*Figura 8*), e a segunda litologia mais frequente de D500, com 26,6% de ocorrência (*Figura 9*). Suas características macroscópicas permitiram a caracterização de duas fácies sedimentares, M1 e M2 (*Quadro 1*), enquanto observações em lâminas petrográficas permitiram a identificação de três microfácies, M1a (associada a M1), M2a e M2b (associadas a M2 – *Quadro 2*).

#### **5.1.1.1 Fácies M1 e microfácies M1a**

A fácies M1 é caracterizada por argilitos, finamente laminados, fracamente bioturbados, com índice de bioturbação (IB) variando entre 1 e 2, que exibem coloração cinza escuro a médio (*dark gray 2.5Y 4/1; gray 2.5Y 5/1* – *Figuras 10A e B*). Apresentam-se frequentemente bem selecionados e, pontualmente, é possível observar a ocorrência de fissilidade, lâminas milimétricas e descontínuas de silito, bioturbações tubulares preenchidas por pirita (*Figura 10A*) e níveis milimétricos a centimétricos de coloração avermelhada, dada pela presença de siderita (*Figura 10B*). Ocorrem, preferencialmente, no intervalo intermediário de D200 e D500, associados aos argilitos da fácies M2 e as rochas heterolíticas da fácies H1 (*Figuras 8 e 9*).

Quadro 1. Quadro síntese de fácies definidas ao longo dos intervalos de estudo. Observe a relação entre litologias e fácies, bem como o código das fácies, sua interpretação, ocorrência e sinonímia.

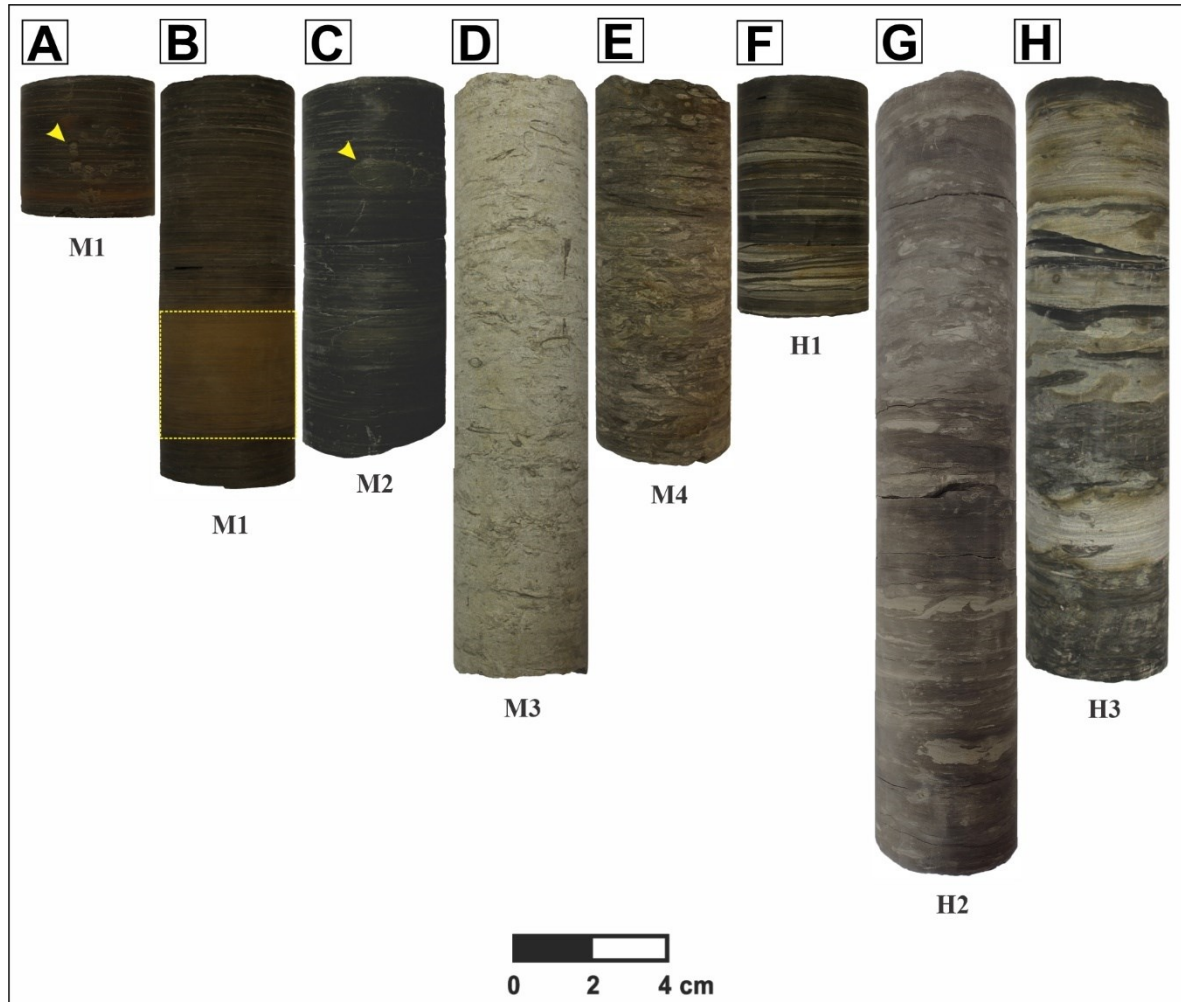
	<b>Fácies</b>	<b>Interpretação</b>	<b>Ocorrência</b>	<b>Sinonímia</b>
Argilitos	M1 Argilitos laminados, fracamente bioturbados (IB = 1-2), muito bem selecionados, de coloração cinza escuro ( <i>Figuras 10A e B</i> )	Predomínio de decantação de finos na plataforma externa	Predominante em D200	Equivalente a fácies homônima de Reis <i>et al.</i> (2023) e a fácies “Al” de Fernandes (2024)
	M2 Argilitos a argilitos sílticos, fraca a moderadamente bioturbados (IB = 2-3), bem selecionados, de coloração cinza escuro, com acamamento riscado ( <i>Figura 10C</i> )	Predomínio de decantação de finos na plataforma externa, através da contribuição de fluxos de maior energia associados a ação de tempestades	Presente em D200 e D500	Equivalente a fácies homônima de Reis <i>et al.</i> (2023) e a fácies “Ar” de Fernandes (2024)
Siltitos	M3 Siltitos arenosos a arenos-argilosos, predominantemente maciços, moderadamente bioturbados (IB = 3-4), bem a moderadamente selecionados, de coloração cinza claro a cinza médio ( <i>Figura 10D</i> )	Predomínio de fluxos e/ou gravitacionais, associados a ação frequente de tempestades, formando depósitos na plataforma interna	Presente em D200 e D500	Equivalente a fácies homônima de Reis <i>et al.</i> (2023) e as fácies “Sb” de Fernandes (2024)
	M4 Siltitos argilosos, maciços, moderada a intensamente bioturbados (IB = 4-5), moderadamente selecionados, de coloração cinza claro a cinza médio ( <i>Figura 10E</i> )	Predomínio de fluxos e/ou gravitacionais, associados a ação esporádica de tempestades, formando depósitos na plataforma interna	Presente em D200 e D500	Equivalente a fácies “Sib” de Fernandes (2024)
Rochas heterolíticas	H1 Argilitos laminados, fracamente bioturbados (IB = 1-2), bem selecionados, de coloração cinza escuro, com acamamento heterolítico lenticular ( <i>Figura 10F</i> )	Alternância entre decantação de finos em porções distais da plataforma externa de fluxos e/ou gravitacionais induzidos por eventos de tempestade	Presente em D200 e D500	Equivalente a fácies homônima de Reis <i>et al.</i> (2023) e a fácies “He” de Fernandes (2024)
	H2 Argilitos sílticos, bem selecionados, de coloração cinza escuro, com acamamento heterolítico lenticular. São moderadamente bioturbados (IB = 3-4) e exibem, localmente, laminações plano-paralelas preservadas ( <i>Figura 10G</i> )	Alternância entre decantação de finos em porções medianas a distais da plataforma externa de fluxos e/ou gravitacionais induzidos por eventos de tempestade	Exclusivo de D500	Equivalente a fácies “Heb” de Fernandes (2024)
	H3 Siltitos e siltitos argilosos, bem a moderadamente selecionados, de coloração variando em tons de cinza claro e médio, com acamamento heterolítico fláser. São moderadamente bioturbados (IB= 4) e exibem, localmente, laminação plano-paralela e estratificação cruzada por onda preservadas ( <i>Figura 10 H</i> )	Alternância de fluxos e/ou gravitacionais induzidos por eventos de tempestade e decantação de finos em porções medianas da plataforma externa	Predominante em D500	Equivalente a fácies “Hf” de Fernandes (2024)

Quadro 2. Quadro síntese de microfácies definidas ao longo dos intervalos de estudo. Observe a relação entre fácies e microfácies, bem como o código das microfácies, seus principais aspectos texturais e composicionais, ocorrência e sinonímia.

Microfácies		Ocorrência	Sinonímia	
	Textura	Composição		
M1	M1a Argilitos (argilosidade de ~75%) com laminação contínua e microtrama orientada. São fracamente bioturbados (IB = 1) e exibem laminações submilimétricas a milimétricas de argilitos silticos e siltitos argilosos muito finos (Figura 11)	Argilominerais (75%), quartzo (10%), muscovita orientada (9%), pirita framboidal e euédrica (5%), siderita romboédrica (1%)	Presente em D500 e D200	Equivalente a microfácies homônima de Reis <i>et al.</i> (2023) e a microfácies “A1” de Fernandes (2024)
M2	M2a Argilitos a argilitos silticos (argilosidade de 65 – 70%) com acamamento riscado marcado por contatos nítidos a gradacionais com níveis contínuos de silito muito fino a fino. A microtrama é orientada e a bioturbação fraca- a moderada (IB = 2). Apresentam laminações plano-paralelas contínuas, milimétricas a sub-milimétricas (Figura 14)	Argilominerais (70%), quartzo (15%), muscovita orientada (8%), pirita framboidal e euédrica (5%), siderita romboédrica (2%)	Presente em D200 e D500	Equivalente a microfácies homônima de Reis <i>et al.</i> (2023) e a microfácies “A2” de Fernandes (2024)
	M2b Argilitos a argilitos silticos (argilosidade de ~65%) com acamamento riscado marcado por contatos nítidos a gradacionais ou bioturbados com níveis descontínuos de silito fino. A microtrama é caótica e a bioturbação moderada (IB = 3) (Figura 16)	Argilominerais (65%), quartzo (20%), muscovita (8%), pirita framboidal (5%), glauconita (2%)	Presente em D200 e D500	Equivalente a microfácies “A2” de Fernandes (2024)
M3	M3a Siltitos areno-argilosos (argilosidade de ~20%), médios a grossos, laminados. Laminações são contínuas, milimétricas, marcadas por níveis de maior argilosidade. A microtrama é orientada e a bioturbação fraca (IB = 1). Exibe cimentação abundante (Figura 17)	Quartzo (60%), argilominerais (20%), cimento carbonático de calcita (10%), muscovita orientada (6%), pirita framboidal (4%)	Exclusiva de D200	Equivalente a microfácies homônima de Reis <i>et al.</i> (2023)
	M3b Siltitos areno-argilosos (argilosidade de ~15%), grossos, predominantemente maciços. A microtrama é caótica e a bioturbação moderada- a intensa (IB = 3). Laminações são pontuais, descontínuas e milimétricas. Exibe cimentação pontual (Figura 18)	Quartzo (70%), argilominerais (15%), muscovita (14%), cimento carbonático de calcita e anquerita (3%), pirita framboidal e euédrica (3%), glauconita (1%)	Exclusiva de D500	Equivalente a microfácies “S1” de Fernandes (2024)
M4	M4a Siltitos argilosos (argilosidade de 25 – 30%), médios, predominantemente maciços. A microtrama é caótica e a bioturbação intensa (IB = 4-5). Cimentação ocorre localmente, associada aos níveis de menor argilosidade (Figura 21)	Quartzo (60%), argilominerais (25%), muscovita (9%), cimento carbonático de calcita e anquerita (3%), pirita framboidal (3%), chamosita (traço)	Exclusiva de D200	Equivalente a microfácies “M3b” de Reis <i>et al.</i> (2023)
	M4b Siltitos muito argilosos (argilosidade de 30 – 40%), médios a grossos, com bioturbação moderada (IB= 3) e microtrama predominantemente caótica, com resquícios de estruturas preservadas. Grãos de silte grosso normalmente estão associados aos tubos de bioturbação (Figura 23)	Quartzo (44%), argilominerais (40%), muscovita orientada (10%), pirita framboidal (4%), glauconita (2%)	Presente em D200 e D500	Equivalente a microfácies “M3c” de Reis <i>et al.</i> (2023) e a microfácies “S2” de Fernandes (2024)
H1	H1a Argilitos a argilitos silticos (argilosidade de ~75%), com microtrama orientada, fracamente bioturbados (IB= 1). Exibe acamamento heterolítico lenticular, marcado pela presença de camadas submilimétricas a milimétricas de siltitos muito finos a finos, dispostos em contatos nítidos a gradacionais com o argilito (Figura 25)	Quartzo (15%), argilominerais (75%), muscovita orientada (4%), pirita framboidal (4%), siderita romboédrica (2%)	Exclusiva de D500	Equivalente a microfácies “H1” de Fernandes (2024)
H3	H3a Siltitos a siltitos argilosos (argilosidade de 20 – 45%), finos a médios, com microtrama caótica, intensamente bioturbados bioturbados (IB = 4). Exibe acamamento heterolítico fláser, marcado pela presença de camadas submilimétricas a milimétricas de argilitos silticos dispostos em contatos nítidos a bioturbados com o silito (Figura 26)	Quartzo (52%), argilominerais (35%), muscovita (8%), pirita framboidal e euédrica (5%)	Exclusiva de D500	Equivalente a microfácies “H2” de Fernandes (2024)



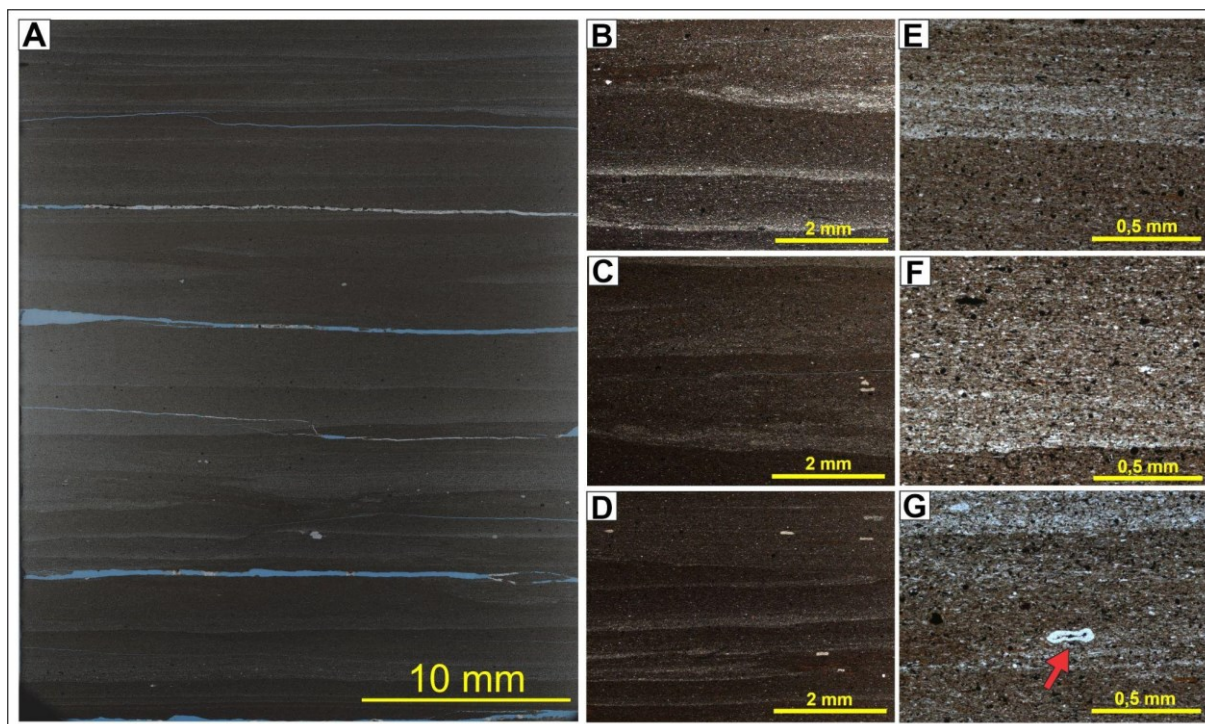
Figura 10. Fotos representativas das fácies sedimentares caracterizadas neste estudo. Note em (A e B) argilito laminado da fácies M1, a seta amarela em (A) indica a presença de tubos de bioturbação piritizados e o retângulo amarelo de (B), um nível de coloração avermelhada; em (C) argilito a argilito siltico com acamamento riscado da fácies M2, com tubo de bioturbação preenchido por pirita indicado pela seta amarela; em (D) siltitos arenos-argilosos maciços da fácies M3; em (E) siltitos argilosos maciços da fácies M4; (F) argilitos laminados com acamamento heterolítico lenticular da fácies H1; (G) argilitos silticos com acamamento heterolítico lenticular da fácies H2; e (H) siltitos a siltitos argilosos com acamamento heterolítico flaser da fácies H3.



Fonte: Autoria Própria

Observações em lâminas petrográficas confeccionadas ao longo de D200 (311,4 m; 326,8 m e 329,75 m – *Figura 8*) e de D500 (201,8 m – *Figura 9*), mostram que a microfácies M1a, que representa um detalhamento da fácies M1, é caracterizada por argilitos com laminação contínua e microtrama orientada. A laminação, submilimétrica a milimétrica, é marcada pela diferença de argilosidade, bem como pela presença localizada de delgadas e descontínuas lâminas de siltito muito fino a fino, com composição predominantemente quartzosa, feição característica da microfácies M1a (*Quadro 2 e Figura 11*).

Figura 11. Aspectos diagnósticos dos argilitos da microfácies M1a (193,25 m). Em (A) observa-se fotomosaico de argilito laminado característico de M1a. Em (B, C, D, E, F e G) observa-se, em diferentes graus de detalhe, o aspecto laminado desses argilitos e a presença de silte muito fino a fino, formando níveis bem marcados. Nota-se, também, a presença de pirita. Em (G) a seta vermelha indica a presença de prasinófitas.



Fonte: Autoria Própria

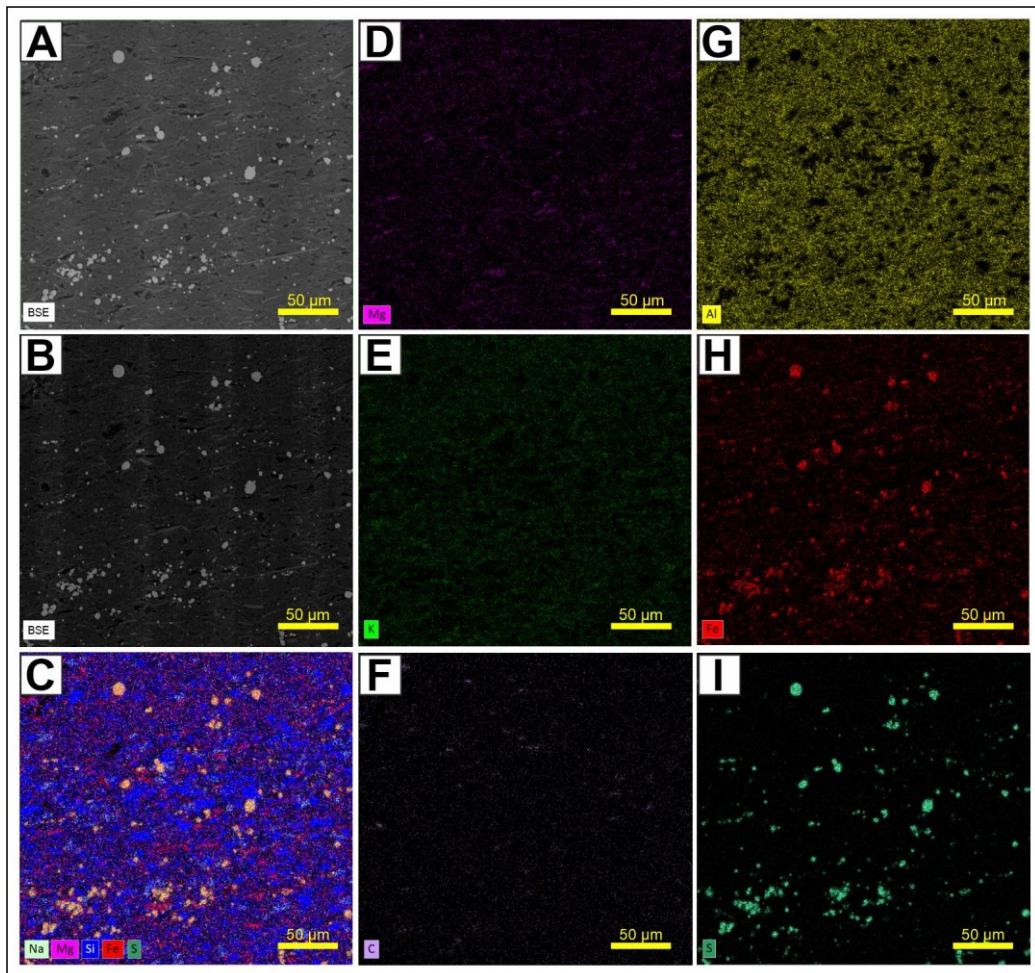
As lâminas de siltito podem exibir contatos nítidos a gradacionais com o argilito, litologia predominante, que exibe microtrama orientada, sendo recorrente a identificação de muscovita orientada, disposta paralelamente ao acamamento da rocha. Pirita é um mineral identificado com bastante recorrência, podendo ocorrer como pirita framboidal, preenchendo bioturbações (visível em escala macroscópica) ou concentradas em pavimentos, que variam entre 1 e 2 mm de espessura, ou, ainda, como pirita euédrica dispersa na matriz da rocha. Algas verdes marinhas (prasinófitas) normalmente encontram-se bem preservadas em M1a (*Figuras 11D e G*). Sendo possível identificar, em algumas lâminas petrográficas, a presença de diminutos romboedros de siderita.

Análises de MEV-EDS realizadas nas amostras 193,25 m e 311,40 m (*Figuras 12 e 13*), representativas de M1a, comprovam o predomínio dos argilominerais sobre os grãos de silte muito fino. Os mapas composicionais (*Figuras 12 e 13*) mostram claro predomínio de Si, elemento presente tanto nos grãos de silte (*e.g.* quartzo) quanto na estrutura cristalina dos argilominerais. Em 193,25 m (*Figura 12*), a grande recorrência de Si pode ser indicativa de argilominerais como caulinita e/ou esmectita, enquanto em 311,40 m (*Figura 13*) a associação



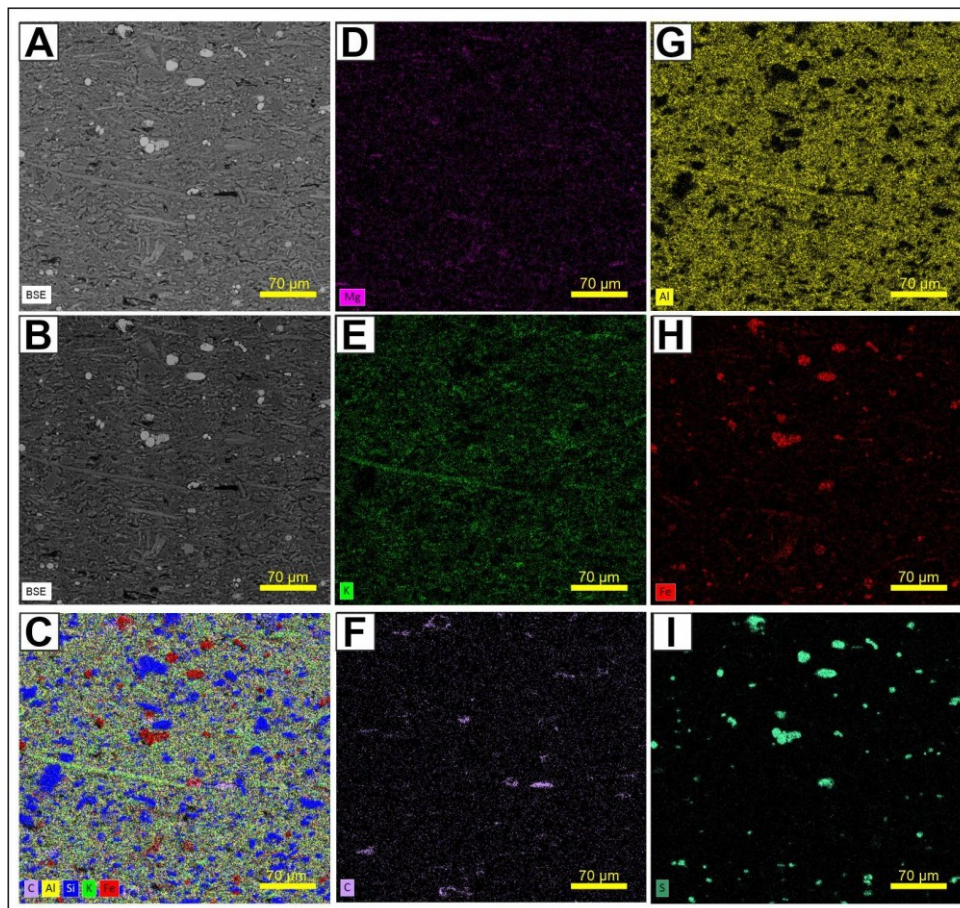
entre Si, Al, Fe e, principalmente, K pode ser utilizada como indicador da presença de illita. A pirita (sulfeto de ferro) é um mineral facilmente identificado, tanto pela diferença de densidade na imagem de MEV quanto pelas altas concentrações de Fe e S nos mapas composicionais. Por fim, destaca-se a presença de Mg, elemento que pode estar presente na estrutura cristalina da illita ou de algum cimento carbonático, sendo necessário comparar sua ocorrência com a de elementos como Ca para uma correta interpretação, e carbono orgânico, que indica a presença de matéria orgânica preservada na rocha.

Figura 12. MEV-EDS da profundidade de 193,25 m (microfácies M1a). Em (A e B), destaca-se a textura da rocha e a presença de piritas euédrica e framboidal, em tom de cinza claro. Em (C), o mapa composicional, destacando a presença de pontual de Na e Mg, além de Si, Fe e S. Em (D, E, F, G, H e I), são indicados, respectivamente, os elementos Mg, K, C, Al, Fe e S.



Fonte: Autoria Própria

Figura 13. MEV-EDS da profundidade 311,40 m (microfácies M1a). Em (A e B) destaca-se a textura da rocha e a presença de piratas eúdrice e framboidal, em tom de cinza claro. Em (C), o mapa dos principais elementos composicionais da amostra, em que de Si representa os grãos tamanho silte, Al e K, os argilominerais, Fe, a pirita e C, a matéria orgânica. Em (D, E, F, G, H e I), observa-se em maior detalhe a concentração dos elementos Mg, K, C, Al, Fe e S.



Fonte: Autoria Própria

### 5.1.1.2 Fácies M2 e microfácies M2a e M2b

A fácies M2 é composta por argilitos a argilitos sílticos com acamamento riscado (*pinstripe bedding*), fraca- a moderadamente bioturbados, com IB variando entre 2 e 3 (*Figura 10C*). Possuem coloração que varia entre tons de cinza claro e escuro (cor *light gray 2.5Y 7/1*; cor *gray 2.5Y 5/1* e *dark gray 2.5Y 4/1*), encontram-se bem selecionados e, caracterizam-se pela presença de interlaminações de argilito com argilito síltico, além disso, podem ser encontrados níveis contínuos à descontínuos, mili- a centimétricos de siltitos e siltitos argilosos intercalados aos argilitos. A presença de siltitos em M2 relaciona-se aos níveis de bioturbação mais elevados, ou seja, IB= 3 – 4. Localmente, podem ser encontrados níveis milimétricos a centimétricos de coloração avermelhada, associados a presença de siderita, e bioturbações piritizadas.

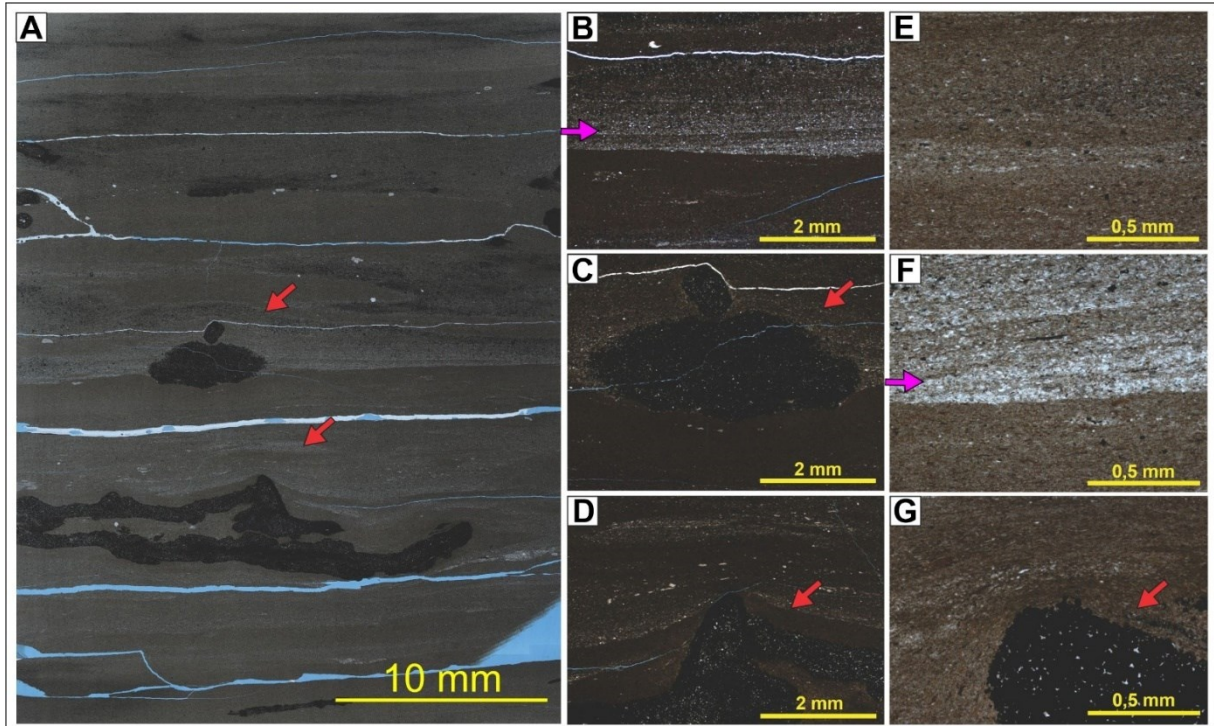
Os argilitos da fácies M2 são mais recorrentes que os da fácies M1, tanto na sequência D200 quanto na D500 (*Figuras 8 e 9*). São comumente identificados em camadas centimétricas no intervalo intermediário de D200 e de D500, relacionados com as fácies M1 e H1, em D200, e com as fácies M1, H1 e H3, em D500. Em lâmina petrográfica, exemplares de M2 exibem significativa variação na microtrama e na microtextura, o que permite a caracterização de duas microfácies, M2a e M2b (*Quadro 2 e Figuras 14 e 16*).

A microfácies M2a, identificada em 335,7 m (D200 – *Figura 8*) e em 193,25 m e 186,9 m (D500 – *Figura 9*), engloba os argilitos e argilitos sílticos laminados (argilosidade 65–70%), com frequentes níveis mili- a centimétricos, contínuos a descontínuos de siltito / siltito argiloso fino, com composição essencialmente quartzosa (*Figura 14*). O contato entre os níveis de siltito e argilito são nítidos a gradacionais, localmente, encontram-se obliterados pela influência biogênica (IB = 2). De maneira geral, possuem microtrama orientada, sendo recorrente a identificação de muscovita orientada, disposta paralelamente ao acamamento da rocha. Semelhante a M1a, a pirita é abundante e ocorre tanto preenchendo bioturbações (visível em escala macroscópica) quanto dispersa na matriz da rocha, podendo ser euédrica ou framboidal e, normalmente, está associada às porções de maior argilosidade. Ainda como similaridade entre M1a e M2a, destaca-se a presença de siderita romboédrica.

Análise de MEV-EDS da amostra 181,15 m (*Figura 15*), representativa de M2a, ratifica a interpretação textural, sendo possível identificar maior proporção de grãos tamanho silte. Todavia, a composição elementar é muito similar ao observado para M1a, com Si, Al, Fe e, principalmente, K indicando da presença de illita como principal argilomineral da amostra e Fe e S marcando a presença de pirita. A principal diferença está na maior representatividade do Mg, cuja ocorrência, normalmente associada aos grãos de tamanho silte (ricos em Si – *Figura 15C*), pode ser entendido como um indicio de que o Mg está associado a algum cimento carbonático.



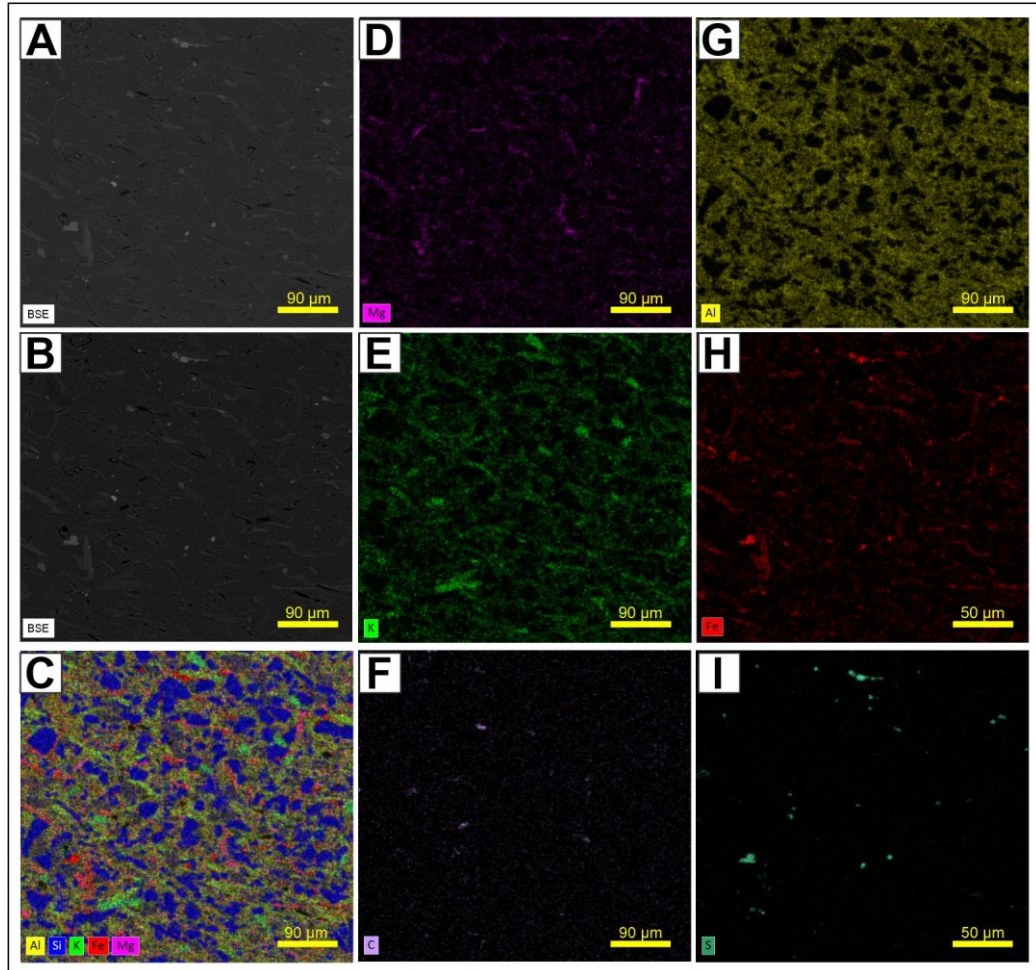
Figura 14. Aspecto dos argilitos a argilitos sílticos da microfácies M2a (186,90 m). Em (A) tem-se um fotomosaico de argilito com acamamento riscado e laminação plano-paralela, com pirita em elevada proporção preenchendo bioturbações tubulares (setas vermelhas). Em (B, C, D, E, F e G) observa-se, em diferentes graus de detalhe a textura da rocha, com destaque para os níveis de siltito formando acamamento riscado (setas rosas) e a relação entre as bioturbações piritizadas e a estrutura da rocha (setas vermelhas).



Fonte: Autoria Própria

Os argilitos da microfácies M2b, representados pelas lâminas de 294,55 m e 306,9 m (D200 – *Figura 8*) e 181,05 m (D500 – *Figura 9*), são caracterizados pelo maior percentual de grãos tamanho silte dispersos na matriz argilosa, bem como pela maior frequência em que níveis, mili- a centimétricos, contínuos a descontínuos, de siltitos a siltitos argilosos finos são identificados (*Figura 16*). O contato entre os níveis de siltito e o argilito são nítidos a gradacionais e, localmente, encontram-se afetados pela ação biogênica, mais elevada em M2b (IB = 3) do que em M2a. Como reflexo do maior IB, a microtrama é caótica, evidenciada por muscovitas em diferentes orientações. Além de muscovita e grãos de quartzo tamanho silte, pirita é recorrente e glauconita ocorre de forma muito pontual (*Figuras 16F e G*).

Figura 15. MEV-EDS da profundidade 181,15 m (microfácies M2a). Em (A e B), destaca-se a textura da rocha e a presença de piratas euédrica e framboidal, em tom de cinza claro. Em (C), o mapa dos principais elementos composicionais da amostra, em que de Si representa os grãos tamanho silte, Al e K, os argilominerais, Fe, a pirita e Mg, possivelmente está associado a cimentação carbonática. Em (D, E, F, G, H e I), observa-se em maior detalhe a concentração dos elementos Mg, K, C, Al, Fe e S.



Fonte: Autoria Própria

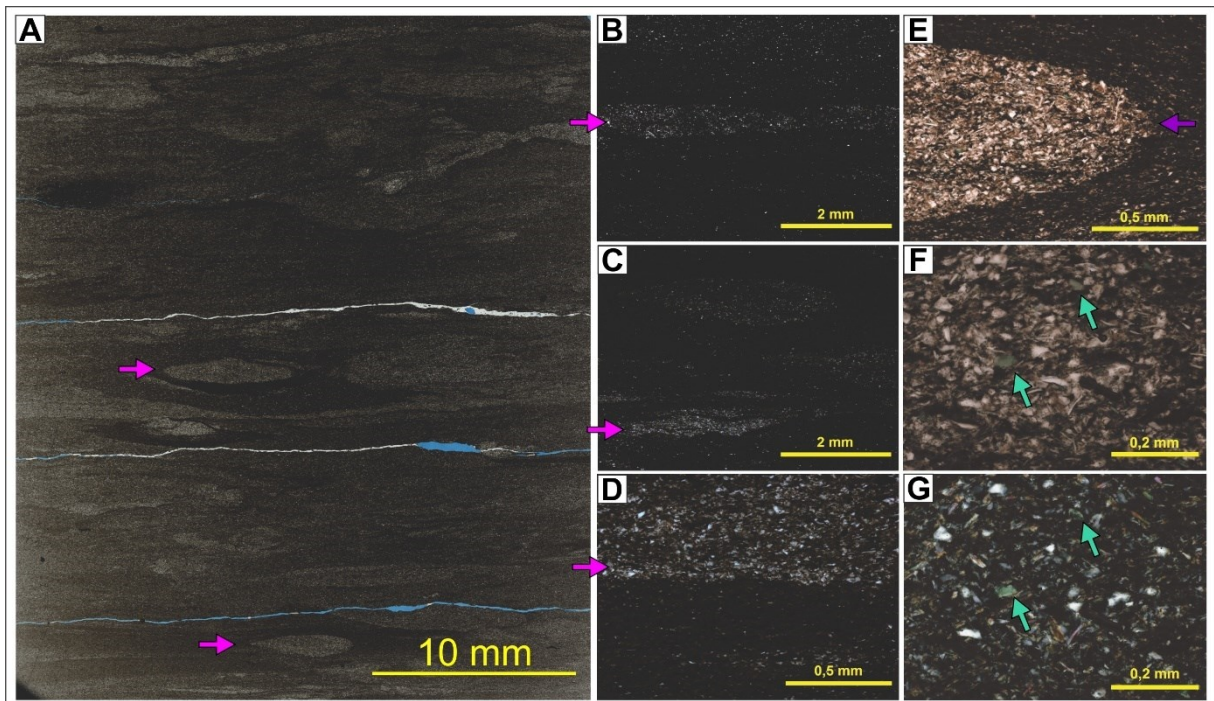
As fácies argilosas M1 e M2 e suas microfácies M1a, M2a e M2b (*Quadros 1 e 2 e Figuras 10A, B e C, 11, 14 e 16*) representam o *input* de sedimentos finos na plataforma externa, abaixo do nível de ação de ondas de tempestade (NBOT), onde predominam condições de mais baixa energia e somente as porções distais de fluxos desencadeados por eventos episódicos de alta energia são capazes de atingir, conforme interpretado por Reis *et al.* (2023) e Fernandes (2024).

Fácies M1 (*Figura 10A*) indica as condições de deposição mais distais, com amplo predomínio de decantação de finos, enquanto a fácies M2 (*Figura 10B*), especialmente quando representada pela microfácies M2b, marca o aumento do aporte de silte e, conseqüentemente, da ação de processos deposicionais de mais alta energia. Admite-se que sedimentos sílticos são



remobilizados da plataforma interna e por meio de fluxos trativos (*e.g.*, ação de correntes) e/ou gravitacionais (*e.g.*, fluxos turbidíticos de baixa densidade), induzidos pela ação de ondas de tempestade (Kuehl *et al.*, 1991; D'Ávila *et al.*, 2008; Macquaker *et al.*, 2010; Wilson e Schieber, 2015), alcançam as porções mais distais da plataforma externa.

Figura 16. Aspecto dos argilitos silticos da microfície M2b (181,05 m). Em (A) observa-se fotomosaico de argilito siltico, em que as setas em cor de rosa indicam silte fino formando níveis e preenchendo bioturbações. Em (B, C e D) tem-se diferente níveis de detalhe da textura da rocha e as setas indicam o contato entre níveis de siltito/siltito argiloso e argilito. Em (E) tem-se um detalhe de uma bioturbação preenchida por silte e em (F e G), a seta verde indica a presença de glauconita (mineral verde), em (F) sob nicois paralelos e em (G) sob nicois cruzados.



Fonte: Autoria Própria

### 5.1.2 Fácies e microfácies de siltito

Os siltitos representam 19,5% da sequência D200 e 21,7% de D500 e suas características texturais permitem a distinção de duas fácies, M3 e M4 (*Quadro 1*). Já as descrições de lâminas petrográficas, permitiram a identificação de quatro microfácies de siltito, M3a e M3b (associadas com a fácies M3) e M4a e M4b (associadas a M4 – *Quadro 2*).

#### 5.1.2.1 Fácies M3 e microfácies M3a e M3b

A fácies M3, fácies siltica menos recorrente das sequências analisadas, engloba siltitos arenosos a areno-argilosos, maciços, moderadamente bioturbados (IB= 3 e 4 – *Figura 10D*),

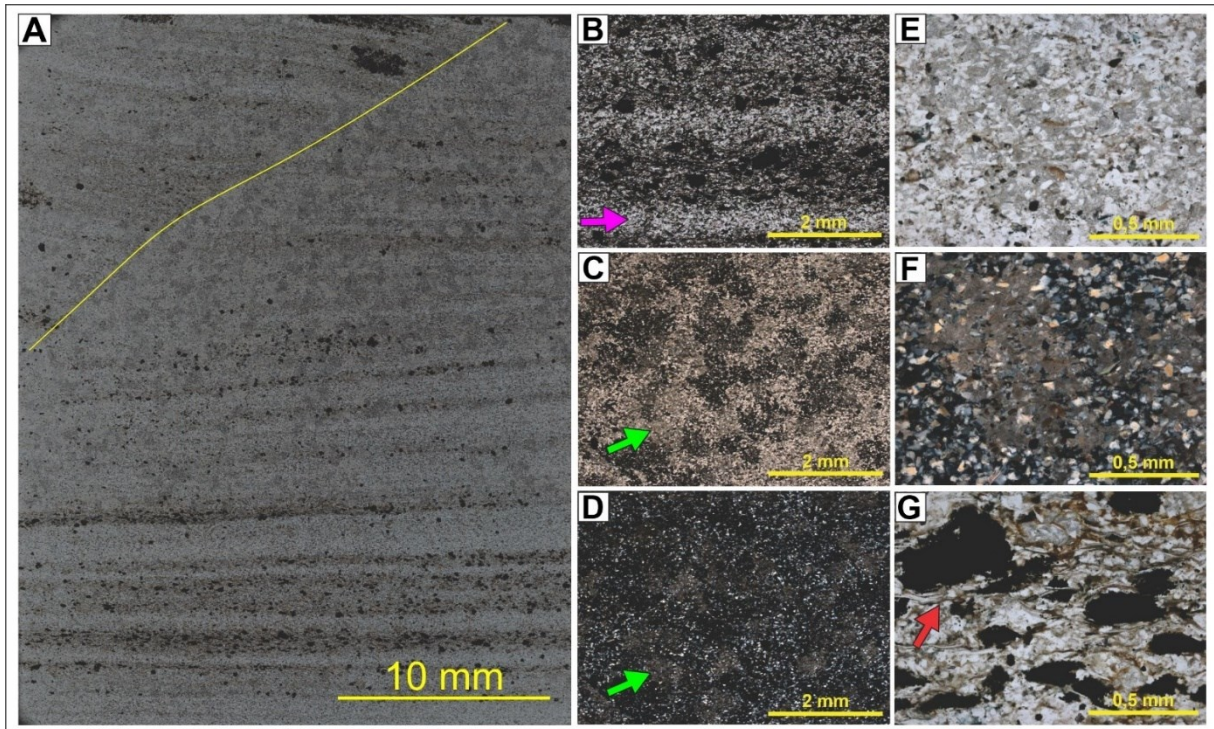


com coloração variando entre tons de cinza claro (*light gray 2.5Y 7/1*) e cinza médio (*gray 2.5Y 5/1*). Apresentam-se bem a moderadamente selecionados, são essencialmente quartzosos e, pontualmente, exibem laminações plano-paralelas bem preservadas. Ocorrem em camadas centimétricas, preferencialmente no intervalo superior de D200 e D500, dispostos de forma discordante sobre os argilitos da fácies M2 (*Figuras 8 e 9*).

Apesar da homogeneidade quando observados em escala macroscópica, os siltitos da fácies M3 apresentam, em lâmina petrográfica, características particulares em D200 e D500, o que levou a diferenciação de duas microfácies, M3a, exclusiva de D200, e M3b, exclusiva de D500 (*Quadro 2 e Figuras 17 e 18*).

A microfácies M3a, observada na lâmina de 345,00 m de profundidade, porção basal de D200 (*Figura 8*), apresenta como característica diagnóstica a presença de laminações cruzadas por onda bem preservadas e microtrama orientada (*Figura 17*). Trata-se de siltitos areno-argilosos (argilosidade de 20%), médios a grossos, essencialmente quartzosos, fracamente bioturbados (IB = 1) e moderadamente selecionados, com laminações marcadas pela presença de níveis com maior argilosidade e muscovita orientada. Cimento carbonático, essencialmente calcita, é abundante e ocorre em maior proporção nos níveis de menor argilosidade (*Figuras 17C, D, E e F*), preenchendo poros e substituindo parcialmente os componentes primários da rocha, o que dificulta a identificação do tipo de contato entre grãos. A pirita, também abundante, ocorre em maiores proporções associada aos níveis de maior argilosidade; tanto dispersa na matriz da rocha quanto em níveis bem marcados, que variam entre 1 e 2 mm de espessura e acompanham a laminação cruzada por onda (*Figura 17B*).

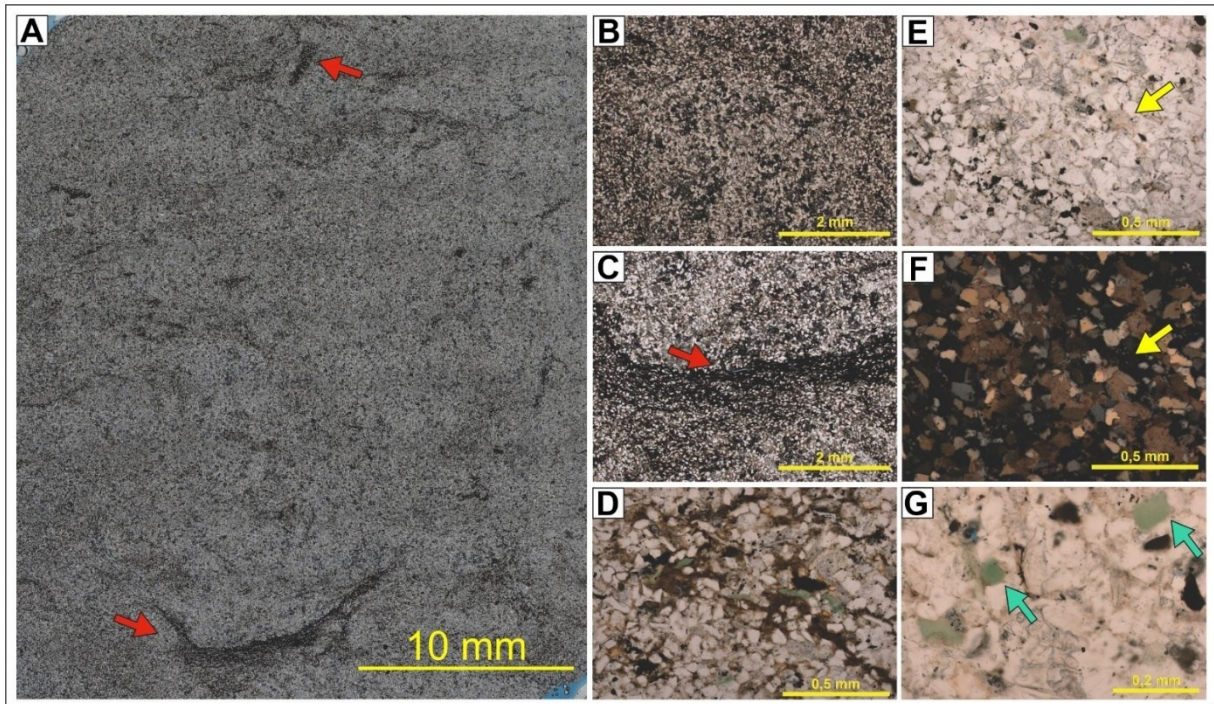
Figura 17. Aspecto dos siltitos areno-argilosos da microfácies M3a (345,00 m). Em (A) observa-se fotomosaico de siltito areno-argiloso, com laminação cruzada por onda bem preservada, marcada pela diferença de argilosidade. A linha amarela indica a presença de uma falha. Em (B) observa-se um detalhe da variação textural que marca a laminação bem preservada. Note a presença de níveis com menor argilosidade (seta rosa) e a maior concentração de pirita nos níveis mais argilosos. (C, D, E e F) Representam a abundante cimentação carbonática por calcita presente na lâmina, representada pelas setas em verde, em que (C e D) são imagens obtidas sob nicois paralelos e (E e F) sob nicois cruzados. Em (G) a seta vermelha destaca a presença de pirita framboidal.



Fonte: Autoria Própria

A microfácies M3b, identificada na lâmina 171,15 m, porção superior de D500 (Figura 9), é caracterizada por siltitos areno-argilosos (argilosidade de 15%), grossos, maciços, bem selecionados, subangulosos a subarredondados, essencialmente quartzosos, associados a ocorrências pontuais de muscovita. A microtrama caótica associa-se a bioturbação moderada a intensa (IB = 3 e 4), pontualmente, há resquícios da microtrama orientada original, marcada pela presença de muscovita orientada. O contato entre os grãos é pontual ou retilíneo, sendo comum a ocorrência de cimento carbonático (calcita e anquerita – Figura 18D, 18E e 18F) preenchendo poros e substituindo material primário. Pirita framboidal ocorre em menores proporções quando comparada com a microfácies M3a e, pontualmente, observa-se glauconita (Figura 18G).

Figura 18. Aspecto dos siltitos arenosos da microfácies M3b (171,15 m). Em (A) observa-se fotomosaico de siltito areno-argiloso, note o aspecto maciço e as porções onde concentra maior argilosidade (setas vermelhas) dados pela intensa atividade biogênica. (B, C e D) Detalhes da microtrama caótica, em (C) tem-se um detalhe de um nível que concentra maior argilosidade. (E, F) Observa-se a presença de cimento carbonático (calcita e/ou anquerita?), indicado pelas setas amarelas, em (E) sob nicois paralelos e em (F) sob nicois cruzados. Em (G), as setas verdes indicam a presença de glauconita (minerais verdes).



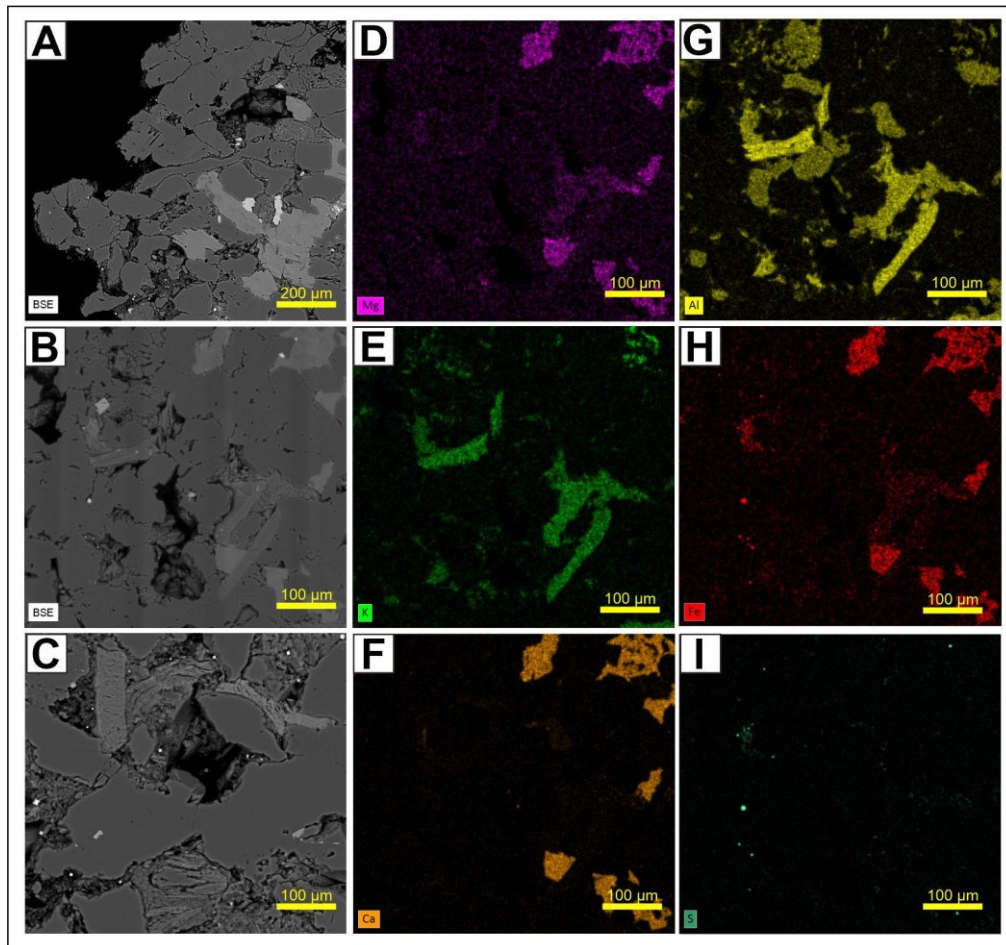
Fonte: Autoria Própria

A amostra de 171,15 m, representativa da microfácies M3b (Figura 18), conta com análises de MEV-EDS (Figuras 19 e 20). Imagens de MEV, em diferentes graus de detalhe (Figuras 19A, B e C) ratificam a textura descrita para a microfácies e chamam atenção para as variações composicionais, evidenciadas pelos mapas elementares (Figuras 19D, E, F, G e H). A ocorrência simultânea de Al, Fe e K, marca a presença de argilominerais como illita, argilomineral também identificado nas fácies argilosas M1 e M2, enquanto a concentração de Ca e Mg está associada a presença de cimento carbonático.

Para detalhar as relações mineralógicas, foram realizadas análises pontuais de EDS em dois diferentes locais do fragmento de rocha analisado (Figura 20). Nesta abordagem de maior detalhe, foram identificados minerais como quartzo e albita, constituído o arcabouço da rocha, illita e clorita, como matriz argilosa e, devido ao elevado percentual de Fe, ratificada a presença de anquerita como cimento carbonático. Além destes, destaca-se a presença de pirita e de minerais traço, como anatásio.



Figura 19. MEV-EDS da profundidade 171,15 m (microfácies M3b). Em (A, B e C) destaca-se a textura da rocha e as diferenças composicionais marcadas pelos diferentes tons de cinza. Em (D, E, F, G, H e I), observa-se em maior detalhe a concentração dos elementos Mg, K, Ca, Al, Fe e S.



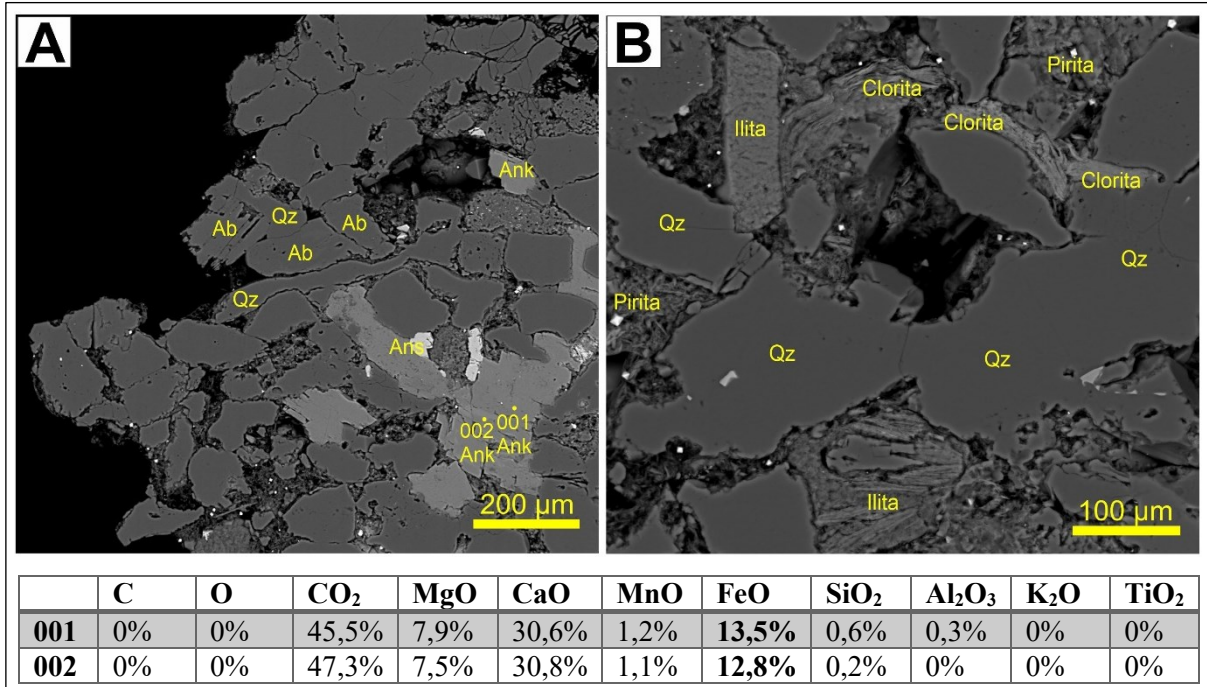
Fonte: Autoria Própria

### 5.1.2.2 Fácies M4 e microfácies M4a e M4b

A fácies M4 (*Figura 10E*) é caracterizada por siltitos argilosos maciços, intensamente bioturbados (IB= 4 e 5), que exibem coloração variando entre tons de cinza claro (*light gray 2.5Y 7/1*) e cinza médio (*cor gray 2.5Y 5/1*). São moderadamente selecionados e, pontualmente, possuem laminações descontínuas. Dispõe-se, frequentemente, de maneira discordante sobre argilitos da fácies M2 e rochas heterolíticas com acamamento lenticular (fácies H1 e H2). Encontra-se em proporções superiores a 15% tanto em D200, quanto em D500, principalmente nos intervalos inferior e superior.

Considerando as feições observadas em lâmina petrográfica, M4 pode ser subdividida em duas microfácies, M4a e M4b, sendo a primeira exclusiva de D200 (*Quadro 2 e Figura 8*).

Figura 20. Imagens de MEV, com análises pontuais de EDS da amostra de 171,15 m, representativa da microfácies M3b. Observe em (A) a presença de quartzo (Qz) e albита (Ab) com principais constituintes da rocha, além de cimento carbonático, mais especificamente anquerita (Ank – veja detalhes composicionais desse mineral na tabela composicional, com destaque para o percentual de FeO) e anatásio (Ans). Em (B) tem-se quartzo (Qz), pirita (Py), mas destaca-se a ocorrência de illita e clorita.

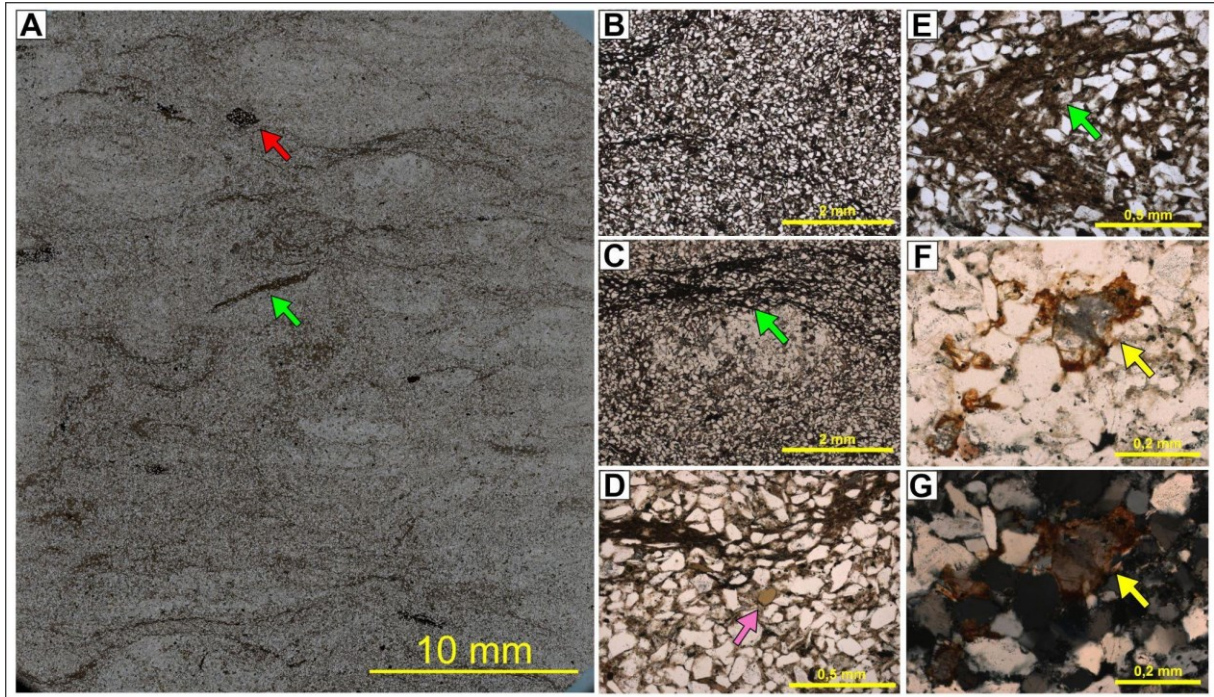


Fonte: Autoria Própria

A microfácies M4a (*Figura 21*), identificada nas lâminas de 291,05 m, 300,90 m e 339,95 m de profundidade (*Figura 8*), é caracterizada por siltitos médios, essencialmente quartzosos, bem a moderadamente selecionados, que exibem argilosidade variando em torno de 25-30%, e um índice de bioturbação alto (IB = 4-5), o que confere um aspecto maciço para a rocha. A maior argilosidade dificulta observar o tipo de contato entre os grãos, mas normalmente, trata-se de contatos pontuais, retilíneos, côncavo-convexos e suturados (*Figura 21F*). Cimento carbonático (calcita e anquerita – *Figuras 21C, F e G*), ocorre pontualmente, preenchendo poros e substituindo minerais primários, já pirita framboidal é observada tanto dispersa na matriz da rocha quanto em níveis bem marcados, associados às porções com maior argilosidade (*Figura 21A*). Chamosita (*Figura 21D*) ocorre como traço em algumas lâminas de M4a.



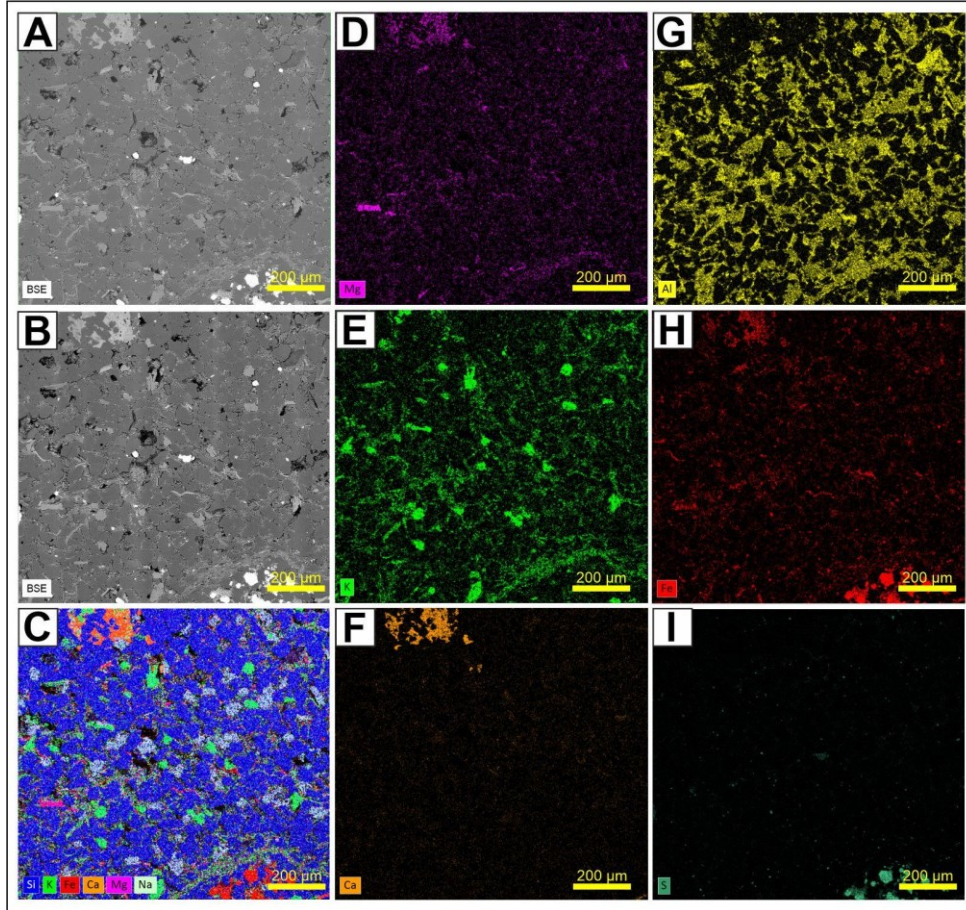
Figura 21. Aspecto dos siltitos argilosos da microfácies M4a (291,05 m). Em (A) observa-se fotomosaico de siltito médios a grosso, com aspecto maciço dado pelo elevado índice de bioturbação, apresenta também pirita framboidal indicada pela seta vermelha. Em (A, C e E) observa-se níveis de maior argilosidade relacionados a bioturbações, indicados pelas setas em verde. (B, C, D e E) Mostra em maior detalhe a microtrama da rocha, com destaque em (D) para a presença de chamosita (seta rosa). (F e G) Indica a presença de cimento carbonático, cujas bordas avermelhadas indicam ser anquerita (seta amarela), em (F) sob nicois paralelos e em (G) sob nicois cruzados.



Fonte: Autoria Própria

Na análise de MEV-EDS realizada na amostra de 291,05 m (*Figura 22*), representativa da microfácies M4a, fica evidente a textura descrita para a microfácies. Os grãos de tamanho silte, predominantes, são representados pelo Si, enquanto Al, Fe e K indicam a elevada argilosidade, neste caso, associada a presença de illita. A ocorrência simultânea de Fe, Ca e Mg aponta para a ocorrência de anquerita como principal cimento carbonático, ratificando a informação de lâmina petrográfica, assim como a ocorrência de Fe e S marca presença de pirita.

Figura 22. MEV-EDS da profundidade 291,05 m (microfácies M4a). Em (A e B), destaca-se a textura da rocha e variações composicionais destacadas pelos diferentes tons de cinza. Em (C) o mapa composicional que combina elementos como Si, K, Fe, Ca e Mg, permite observar os principais constituintes minerais da amostra, com destaque para a cimentação carbonática no canto superior esquerdo e a presença de pirita no canto inferior direito. Em (D, E, F, G, H e I), observa-se em maior detalhe a concentração dos elementos Mg, K, Ca, Al, Fe e S.

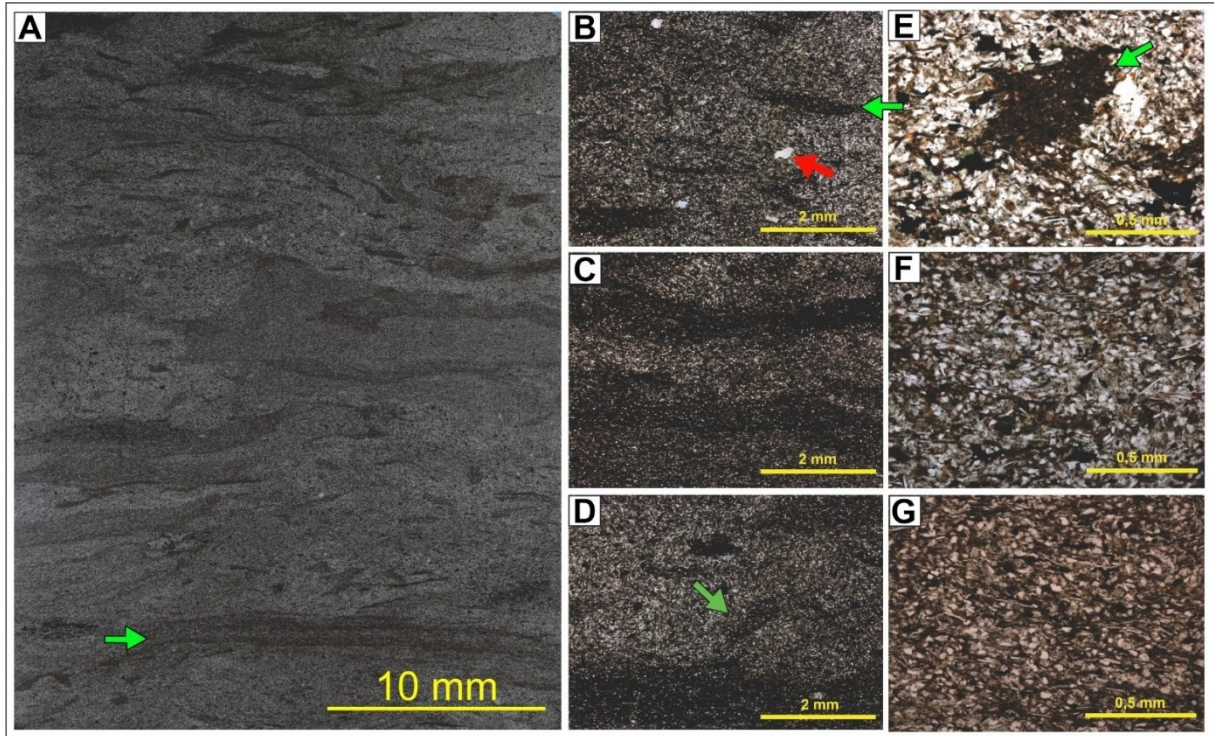


Fonte: Autoria Própria

A microfácies M4b (e.g., 178,2 m e 205,20 m – Figuras 9 e 23) é a mais representativa dos siltitos descritos ao longo de D200 e D500. Trata-se de siltitos argilosos (argilosidade 30 – 40%), médios a grossos, essencialmente quartzosos, bem a moderadamente selecionados, que possuem como aspectos diagnósticos, a argilosidade elevada e o índice de bioturbação moderado (IB = 3). A microtrama é predominantemente caótica, contudo, ainda é possível observar a presença de muscovita orientada (Figuras 23F e G). Níveis mais argilosos com estruturas sedimentares preservadas (Figura 23A) ocorrem localmente. Composicionalmente tem-se argilominerais, quartzo, muscovita, pirita e glauconita nas lâminas de M4b.



Figura 23. Aspecto dos siltitos argilosos da microfácies M4b (205,20 m). Em (A) observa-se fotomosaico de siltito argiloso fino a médio, moderada- a intensamente bioturbado, com microtrama predominantemente caótica. (B, C, D, E e F) Ilustram, em diferentes níveis de detalhes, a microtrama da rocha. As setas verdes de (A, B, D e E) indicam níveis mais argilosos associados a bioturbação. Note em (B) a presença de grãos mais grossos de silte dispersos na matriz, indicados pela seta vermelha. Em (F) e (G) observa-se a presença de muscovita orientada, sob nicois paralelos (F) e cruzados (G), feição recorrente desta microfácies.

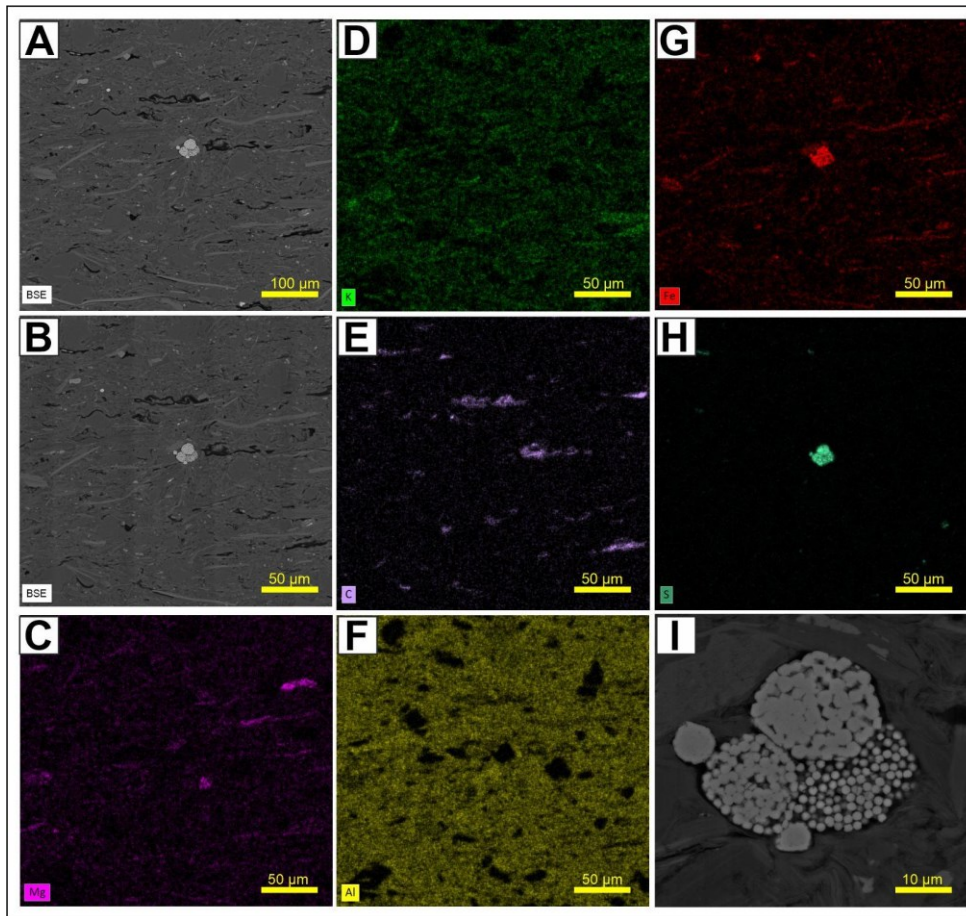


Fonte: Autoria Própria

Na análise de MEV-EDS realizada na amostra 339,95 m (*Figura 24*), representativa de M4b, fica ainda mais evidente a maior argilosidade, característica da microfácies. Dados elementares indicam, assim como para as demais amostras analisadas, a presença de illita como principal argilomineral. Destaca-se a contribuição elevada de carbono orgânico, indicativo de matéria orgânica preservada na rocha, e a presença de pirita, que pode ser observada em detalhe na *Figura 24I*.



Figura 24. MEV-EDS da profundidade 339,95 m (microfácies M4b). Em (A e B), destaca-se a textura mais argilosa da rocha, feição característica de M4b. Em (C, D, E, F, G e H), observa-se em maior detalhe a concentração dos elementos Mg, K, C, Al, Fe e S. Em (I) tem-se, em detalhe, pirita framboidal, em um aumento de 10  $\mu\text{m}$ .



Fonte: Autoria Própria

As fácies M3 e M4 (Figuras 10D e E) e suas microfácies M3a, M3b, M4a e M4b (Figuras 17, 18, 21 e 23, respectivamente) representam a deposição de mais alta energia das sequências D200 e D500. Sua deposição ocorreu entre o nível base de ação de ondas de tempestade (NBOT) e o nível base de ação de ondas normais (NBOTB), no *shoreface* inferior, região onde fluxos de maior energia desencadeados por eventos de tempestade (*e.g.*, ação combinada entre onda e corrente; e fluxos turbidíticos de baixa densidade) são mais recorrentes, conforme interpretado por Reis *et al.* (2023) e Fernandes (2024). A presença de laminações cruzadas por onda preservadas em M3a (Figura 17) e de resquícios de laminações plano-paralelas presentes em M3b e M4b, ratifica a ação de fluxos episódicos de mais alta energia, em regime de fluxo superior, únicos capazes de formar tal estrutura em sedimentos com tamanho silte (*q.v.* Diagrama de Harms).

Admite-se que M3 e M4 depositaram-se sob condições bastante similares, contudo a maior argilosidade e o maior índice de bioturbação de M4 sugere uma ação esporádica de fluxos de mais alta energia, com predomínio de decantação de finos entre um evento e outro. Sob menores taxas de sedimentação, mais facilmente os organismos são capazes de colonizar o substrato, obliterando as características primárias da rocha (Buatois e Mángano, 2011; Hutsky e Fielding, 2016). Já as maiores taxas de sedimentação, favorecem um soterramento rápido e, conseqüentemente, a preservação (total ou parcial) das estruturas sedimentares.

### 5.1.3 Fácies e microfácies de rochas heterolíticas

As rochas com acamamento heterolítico representam apenas 5,4% de D200 (*Figura 8*), contudo formam 51,7% de D500, sendo mais abundantes do que os argilitos (*Figura 9*). As descrições permitiram a separação desta litologia em três fácies distintas, H1, H2 e H3 (*Quadro 1*). Lâminas petrográficas não mostram variações muito expressivas e permitem a caracterização de duas microfácies, H1a (associada com a fácies H1) e H3a (associada com a fácies H3 – *Quadro 2*).

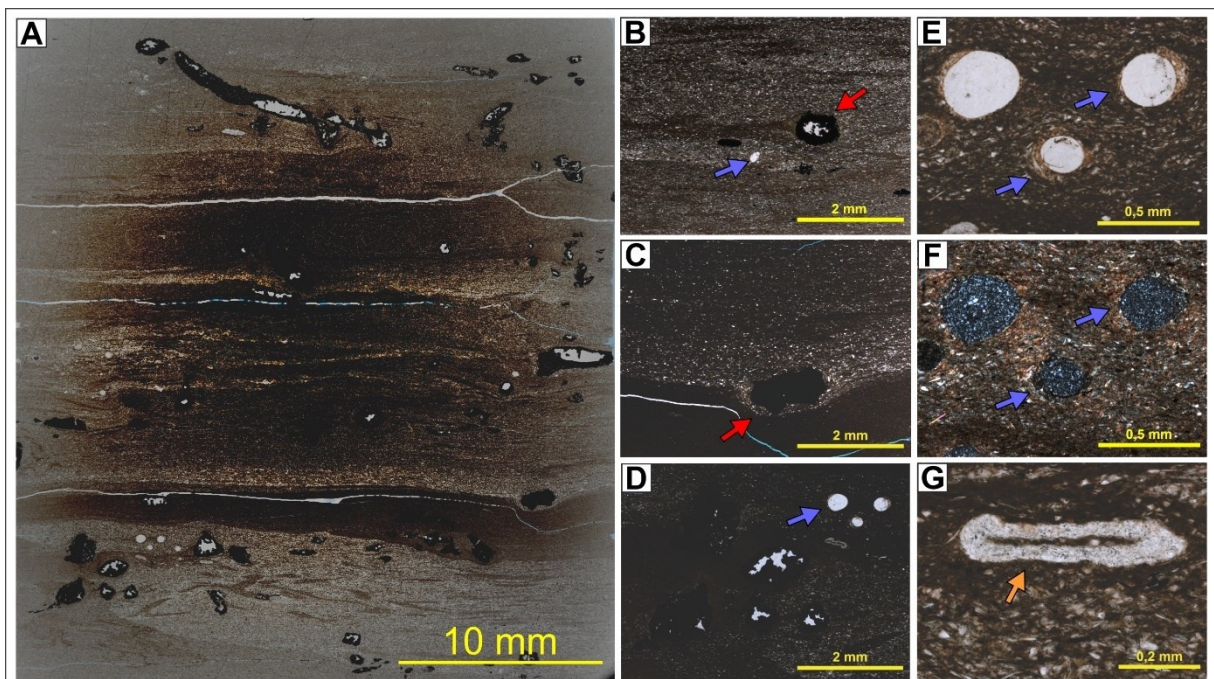
#### 5.1.3.1 Fácies H1 e microfácies H1a

A fácies H1 abrange as rochas heterolíticas mais comumente identificadas em D200 e D500. É caracterizada pela intercalação entre argilitos finamente laminados e delgados níveis de siltitos, também laminados, formando acamamento heterolítico lenticular (*linsen bedding* – *Figura 10F*). São fracamente bioturbadas (IB= 1 - 2), com coloração variando em tons de cinza escuro (*dark gray 2.5Y 4/1*) nos argilitos e cinza claro (*light gray 2.5Y 7/1*) nos siltitos. A exemplo de M1 e M2, níveis contínuos de coloração avermelhada ocorrem localmente, marcando a presença de siderita, contudo, em H1, tais níveis são pouco espessos e ocorrem apenas na escala milimétrica. Outra similaridade com as fácies essencialmente argilosas é a recorrência de bioturbações piritizadas. O contato entre siltitos e argilitos é bem marcado, nítido a gradacional e, pontualmente, observa-se a presença de piritas framboidais associadas aos contatos gradacionais.

H1 está presente ao longo de ambas sequências (*Figuras 8 e 9*), sendo recorrente no intervalo intermediário, onde ocorre intimamente relacionada com as fácies argilosas M1 e M2.

Na lâmina petrográfica de 185,25 m (D500 – *Figuras 9 e 25*), única confeccionada em profundidade correspondente a H1, observa-se uma alternância entre argilitos e argilitos sílticos laminados (argilosidade de 70 a 80%) e níveis milimétricas a centimétricas de siltito argiloso (30% de argilosidade) laminado, muito fino a fino, de composição essencialmente quartzosa (*Figura 25*). Tais níveis exibem contato nítido a gradacional com as camadas argilosas, a rocha, como um todo, é fracamente bioturbada (IB = 1), possui microtrama organizada, laminação plano-paralela marcada pela variação de argilosidade e presença de muscovita orientada, características atribuídas a microfácies H1a. Pirita é a abundante, principalmente a framboidal associada às bioturbações tubulares, observa-se, ainda, cherts (*Figuras 25E e F*) e prasinófitas (*Figura 25G*).

Figura 25. Aspecto dos argilitos com acamamento heterolítico lenticular da microfácies H1a (185,25 m). Em (A) observa-se fotomosaico de argilito com intercalações de siltito, fracamente bioturbado, com microtrama orientada, pouco afetada por bioturbações. Observe em (B, C e D) detalhes texturais, bem como a presença de pirita (setas vermelhas) e chert (setas azuis). Em (C) note o contato irregular associado a presença de pirita framboidal, nota-se também uma redução da proporção de silte para o topo. (E, F e G) Representam um detalhamento de (D), sendo que (E) encontra-se sob nicois paralelos e (E) sob nicois cruzados. (G) Tem-se a presença de prasinófitas, indicada pela seta laranja.



Fonte: Autoria Própria

### 5.1.3.2 Fácies H2

A fácies H2 é composta por argilitos a argilitos sílticos intercalados com siltitos a siltitos argilosos, formando acamamento heterolítico lenticular (*linsen bedding* – *Figura 10G*). A rocha

é moderada- a intensamente bioturbada (IB= 3 - 4), os argilitos exibem coloração variando em tons de cinza escuro (*dark gray 2.5Y 4/1*) e os níveis de siltito apresentam cores em tons de cinza claro (*light gray 2.5Y 7/1*). Apresentam-se bem selecionados e, frequentemente, pode-se encontrar laminações plano-paralelas, por vezes interrompidas pela ação biogênica. Pontualmente, observa-se um aumento no índice de bioturbação, bem como a entrada de níveis mais espessos de siltito, formando acamamento heterolítico ondulado (*wavy bedding*). Os contatos são de difícil identificação, preferencialmente difusos a bioturbados, estruturas de sobrecarga, quando presentes, auxiliam em sua identificação (*Figura 10G*).

Em geral, a fácies H2 difere de H1 pelo maior percentual de silte disperso no argilito, pela presença de níveis mais espessos de siltito, podendo formar, pontualmente, acamamento heterolítico ondulado (*wavy bedding*), além do maior índice de bioturbação (*Figura 10G*). Conforme descrito para H1, H2 também exibe níveis milimétricos de coloração avermelhada, associados à presença de siderita. Com relação a ocorrência ao longo das sequências analisadas, H2 é a fácies com menor representatividade e presente exclusivamente nos intervalos intermediário e superior de D500 (*Figura 9*).

### 5.1.3.3 Fácies H3 e microfácies H3a

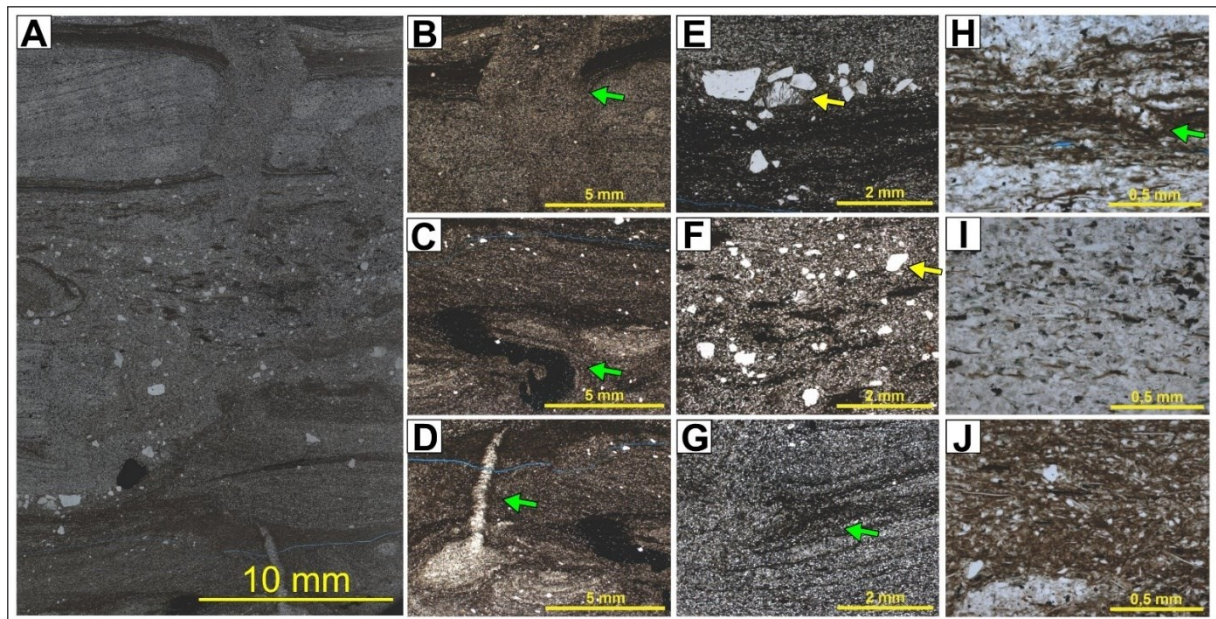
A fácies H3 abrange siltitos e siltitos argilosos intercalados com argilitos sílticos, caracterizando um acamamento heterolítico fláser (*flaser bedding – Figura 10H*). A rocha é intensamente bioturbada (IB= 4), os níveis de siltito exibem coloração variando entre tons de cinza claro a médio (cor *light gray 2.5Y 7/1*; cor *gray 2.5Y 5/1*, respectivamente) e os argilitos sílticos, coloração cinza escuro (*dark gray 2.5Y 4/1*). São bem a moderadamente selecionados, os níveis de siltito e de argilito são preferencialmente descontínuos e exibem contatos nítidos a difusos, geralmente associados a bioturbação intensa. Pontualmente, podem exibir laminação plano-paralela e estratificação cruzada por onda preservadas, bem como grãos de silte grosso a areia fina dispersos nos níveis de siltito (*Figura 10H*). H3 ocorre localmente no intervalo superior de D200 e é uma das fácies mais abundantes de D500, presente em camadas centimétricas a métricas no intervalo intermediário, normalmente associada com H1 e M1 (*Figuras 8 e 9*).

A lâmina petrográfica representativa da microfácies H3a (194,70 m, D500 – *Figuras 9 e 26*), mostra uma intercalação entre siltitos e siltitos argilosos (argilosidade 15 – 40%), mal a moderadamente selecionados e níveis milimétricos de argilitos sílticos (argilosidade 60 – 70%),



bem a moderadamente selecionados (*Figura 26*). A microtrama é predominantemente caótica, algo atribuído à intensa ação biogênica (IB= 3 – 4), contudo observa-se, localmente, a preservação da microtrama orientada original, com laminações cruzadas por onda e laminações plano-paralelas marcadas pela presença de níveis mais argilosos e muscovita orientada (*Figura 26A*). Os contatos são irregulares a erosivos, algo reforçado pelo pavimento de grãos tamanho silte grosso a areia fina observado no contato entre siltito e argilito síltico (*Figuras 26A e E*). De modo similar às demais microfácies, pirita é abundante tanto preenchendo bioturbações quanto dispersa na matriz.

Figura 26. Aspecto dos siltitos com acamamento heterolítico fláser da microfácies H3a (194,70 m). Em (A) observa-se fotomosaico de siltito com intercalações de argilito síltico, intensamente bioturbados. Observe no canto superior esquerdo a preservação local de estratificação cruzada por onda. (B, C e D) Destacam diferentes tipos de bioturbações preservadas em H3a e responsáveis por modificar a microtrama original. Em (E e F) destaca-se a presença de grãos de silte grosso (seta amarela). (G) Detalhe de bioturbação modificando a estrutura plano-paralela bem preservada. (H) Indica níveis mais argilosos em meio aos siltitos. (I e J) Em detalhe a textura e microtrama da rocha, nos níveis sílticos (I) e argilosos (J).



Fonte: Autoria Própria

As fácies heterolíticas, quando comparadas com as fácies de argilitos (M1 e M2) e de siltitos (M3 e M4), representam condições intermediárias de energia e de aporte de silte. H1, H2 e H3 (*Quadro 1 e Figuras 10F, G e H*), indicam, respectivamente, um incremento de energia do meio e deposição sob condições cada vez mais proximais. H1 pode ser associada a região de transição entre o *shoreface* inferior e o *offshore* proximal, onde apesar do predomínio de decantação de finos, há uma influência expressiva de fluxos trativos e/ou gravitacionais

influenciados por eventos de tempestade (Kuehl *et al.*, 1991; D'Ávila *et al.*, 2008; Macquaker *et al.*, 2010; Wilson e Schieber, 2015). Quando comparada com a fácies M2, a fácies H1 apresenta níveis de siltitos mais espessos e frequentes, indicando deposição em condições mais proximais, associadas a porções intermediárias a distais dos fluxos de maior energia ou, ainda, um aumento no aporte de sedimentos carreados da plataforma interna para a plataforma externa.

A exemplo de M3 e M4, assume-se que H1 e H2 foram depositadas sob condições muito similares. A principal diferença está na frequência com que os eventos de mais alta energia ocorrem, controlando a taxa de sedimentação e favorecendo ou não a colonização do substrato. Por fim, o maior percentual de siltitos em H3 indica deposição em condições mais proximais do que H1 e H2, possivelmente acima do nível base de ação de ondas de tempestade (NBOT), no *shoreface* inferior, região sujeita a maior influência de fluxos de maior energia e, também, a maior circulação de oxigênio, favorecendo a colonização do substrato, como interpretado por Fernandes (2024).

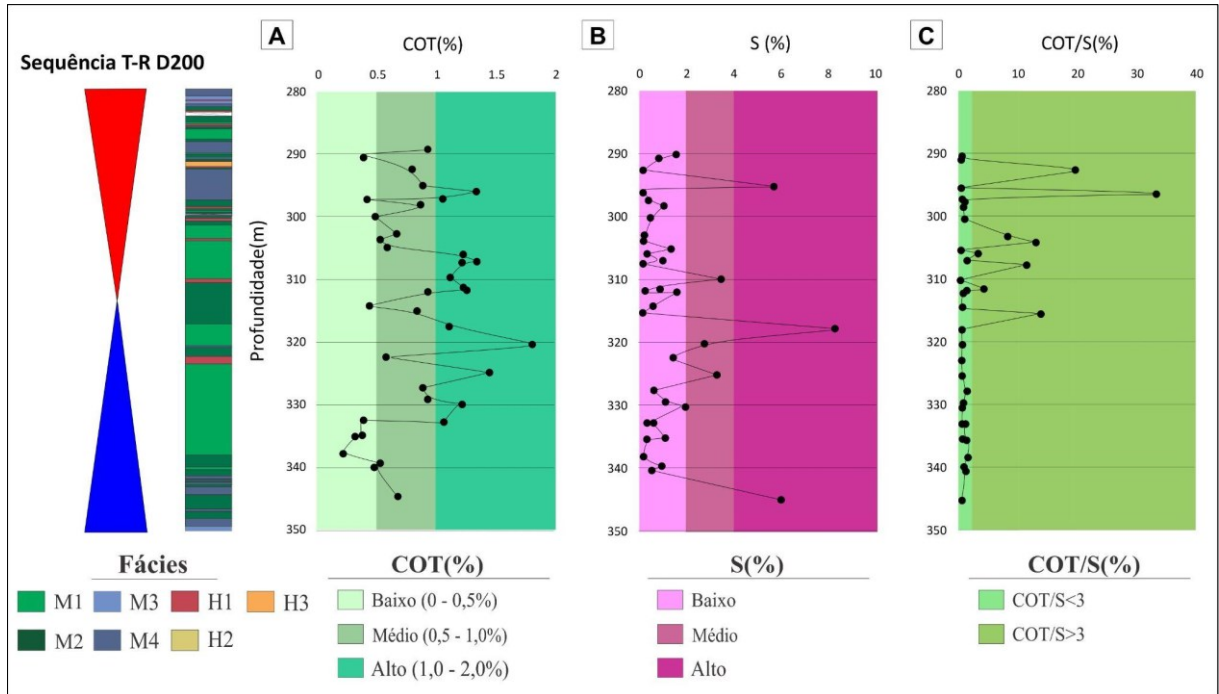
## 5.2 Caracterização geoquímica orgânica

### 5.2.1 Carbono Orgânico total (COT)

Os valores de COT (%) e enxofre (S %) variam significativamente nas sequências analisadas. Em D200, o COT oscila entre 0,21 – 1,80% e o S entre 0,04 – 8,29% (*Figura 27*) e, em D500, tem-se valores de COT entre 0,14 – 2,41% e de S entre 0,09 – 4,76%, como pode ser observado na *Figura 28*.

Em D200, os maiores valores de COT (1,10 – 1,80%) são observados entre 337,8 e 304,2 m, associados aos argilitos das fácies M1 e M2. Enquanto os valores mais baixos (0,21%) ocorrem associados, preferencialmente, aos siltitos das fácies M3 e M4, como pode ser observado na *Figura 27*. Em D500, o COT atinge valores > 2%, estes ocorrem exclusivamente nos argilitos das fácies M1 e M2 (*e.g.*, 193,87 m; 198,30 m e 199,24 m – *Figura 28*). Valores similares aos de D200, variando entre 1,01 e 1,98%, concentram-se entre 202,95 e 180,0 m, onde além de M1 e M2, tem-se grande recorrência de fácies heterolíticas (H1, H2 e H3 – *Figura 28*). Os valores mais baixos de COT (0,14%) concentram-se entre 175,7 e 170,6 m, e, como visto em D200, estão relacionados a M3 e M4 (*Figura 28*).

Figura 27. Valores de carbono orgânico total (COT %), enxofre (S %) e a razão COT/S obtidas em 36 amostras coletadas ao longo de D200. Note os valores utilizados na classificação geoquímica dessas amostras e sua correlação com as fácies definidas neste estudo (M1, M2, M3, M4, H1, H2 e H3) e com a sequência T-R de Plantz (2021). O triângulo azul representa o trato de sistema transgressivo (TST) e o triângulo vermelho, o trato de sistema regressivo (TSR).

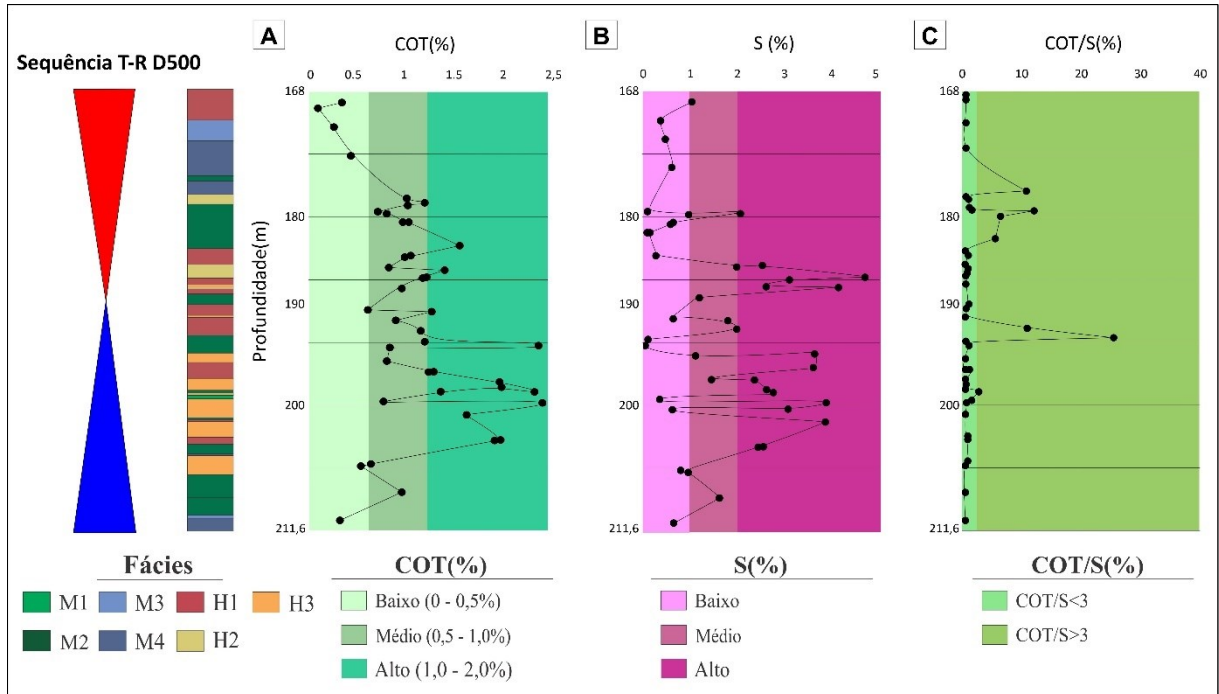


Fonte: Autoria Própria

Os valores de S obtidos ao longo de D200 e D500 exibem, de maneira geral, uma tendência de fácil reconhecimento. Em D200, as maiores medidas concentram-se entre 345,0 e 323,0 m (*Figura 27*), nota-se que, mesmo nos locais que reúnem os menores valores de S, anomalias positivas estão presentes (*e.g.*, próximo de 310,0 e 295,0 m de profundidade – *Figura 27*). Em D500, as maiores medidas ocorrem entre 202,9 e 185,25 m (*Figura 28*) e, em geral, acompanhando a tendência do COT. Os menores valores de S, concentram-se no topo de D500, com destaque para a profundidade 182,05 m (associada à fácies M2), que apresenta o menor valor de enxofre da sucessão (0,09% – *Figura 28*).

De acordo com Berner (1995), teores elevados de enxofre estão associados a atividade de bactérias sulfato redutoras que se desenvolvem na ausência de oxigênio, condição ideal para a preservação da matéria orgânica. Por isso a razão COT/S vem sendo utilizada como importante indicador das condições de circulação de oxigênio durante a deposição de rochas sedimentares. Ao longo de D200 a razão COT/S varia entre 0,11 e 33,25% (*Figura 27*) e, para D500 varia entre 0,17 e 24,2% (*Figura 28*), indicando desde condições redutoras até condições altamente oxidantes.

Figura 28. Valores de carbono orgânico total (COT %), enxofre (S %) e a razão COT/S obtidas em 41 amostras coletadas ao longo de D500. Note os valores utilizados na classificação geoquímica dessas amostras e sua correlação com as fácies definidas neste estudo (M1, M2, M3, M4, H1, H2 e H3) e com a sequência T-R de Plantz (2021). O triângulo azul representa o trato de sistema transgressivo (TST) e o triângulo vermelho, o trato de sistema regressivo (TSR).



Fonte: Autoria Própria

Condições redutoras, indicadas por razões  $COT/S < 3$ , são predominantes ao longo de D200 e D500 e ocorrem, normalmente, associadas as fácies M1, M2 e H1. Em D500,  $COT < 3$  também se encontram associado com as fácies heterolíticas H2 e H3 (Figura 28). Razões  $COT/S > 3$ , refletindo condições oxidantes a altamente oxidantes, foram observadas em apenas 14 amostras, que se concentram no topo de D200 (315,6 – 292,95 m) e D500 (198,3 – 180,0 m), guardando relação com as fácies de siltito, M3 e M4 (Figuras 27 e 28).

Além das implicações paleoambientais, valores de COT são utilizados para classificar as rochas quanto ao seu potencial de geração (Tabela 1). De acordo com a proposta de Peters e Cassa (1994), as rochas que constituem D200 (COT entre 0,21 e 1,8% – Figura 27) apresentam potencial de geração baixo a bom, já em D500 (COT entre 0,14 e 2,41% – Figura 28) atinge-se, mesmo que pontualmente, um potencial de geração alto. Em ambas as sequências, as melhores condições para geração, de acordo com o percentual de COT, concentram-se nas fácies M1, M2 e H1, presentes nos intervalos intermediários (Figuras 27 e 28).



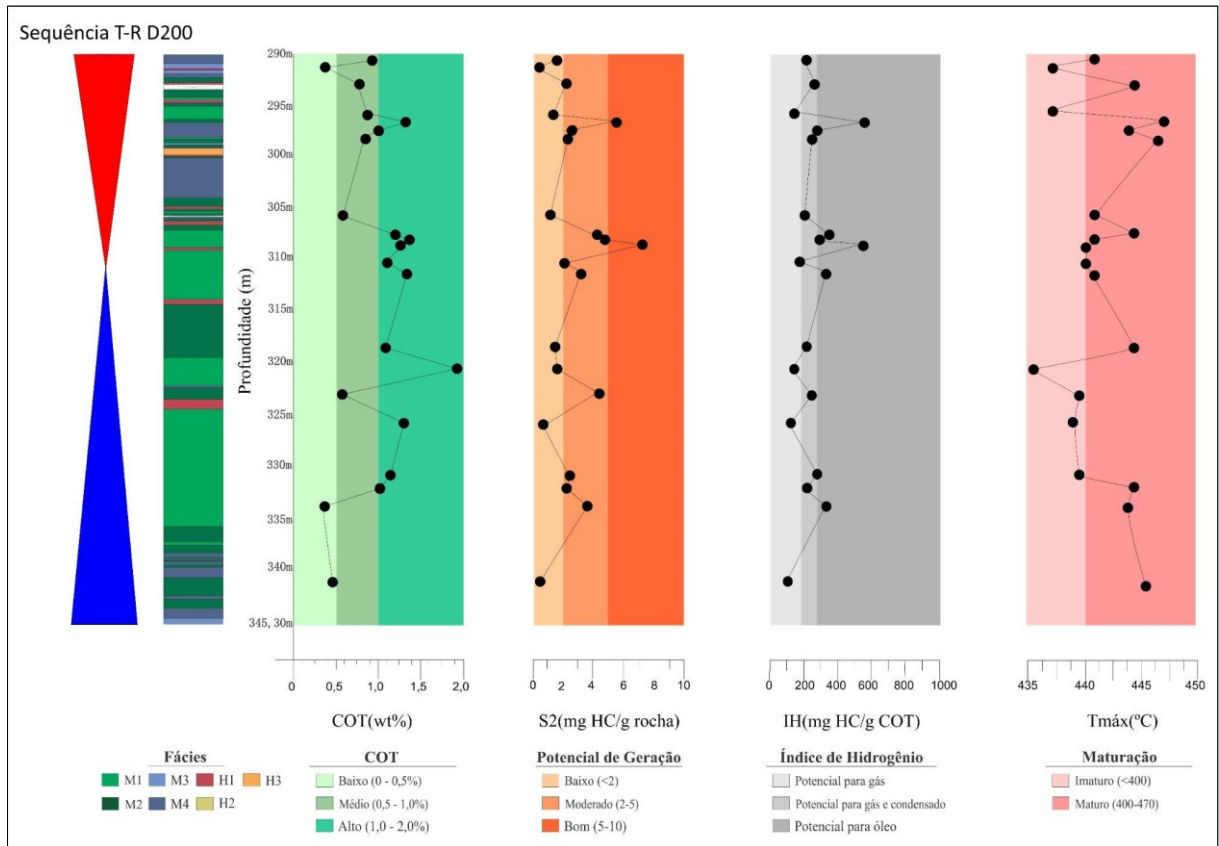
Por fim, os valores de resíduo insolúvel (RI %), obtidos na etapa de preparação das amostras para análises de COT, variam entre 81 e 94%, em amostras de D200, e entre 70 e 93% para as amostras de D500. Salvo algumas exceções, os percentuais de carbonatos totais são, normalmente baixos (< 10%), valores típicos de rochas siliciclásticas, cuja contribuição carbonática está frequentemente associada a modificações diagenéticas, como observado nas microfácies M3a, M3b, M4a (*Quadro 2*).

### 5.2.2 Pirólise de Rock-Eval

Considerando apenas as amostras que, de acordo com o percentual de COT, apresentam potencial de geração moderado, bom e muito bom (*Tabela 1 - Figuras 27 e 28*), dados de Pirólise de Rock Eval mostram valores de S1, S2 e S3 entre 0,06 a 1,53 mg HC/g de rocha, 0,43 a 7,19 mg HC/g de rocha e 0,08 a 0,37 mg HC/g de rocha, respectivamente para D200 (*Figura 29*); e entre 0,28 a 1,55 mg HC/g de rocha, 0,77 a 9,47 mg HC/g de rocha, e 0,07 a 0,35 mg HC/g de rocha, respectivamente para D500 (*Figura 30*).

Dados de S2 de D200 e D500 mostram que, dentre as amostras de maior COT, classificadas inicialmente com um potencial de geração moderado a muito bom, algumas apresentam potencial de geração baixo (S2 < 2 mg HC/g de rocha – *Tabela 1 e Figuras 29 e 30*). Os menores valores de S2, que caracterizam o potencial de geração baixo, estão concentrados nos siltitos da fácies M3 e M4, com destaque para aqueles presentes no intervalo superior de D200 e D500 (*Figuras 29 e 30*). Já os maiores valores de S2, que caracterizam um potencial de geração moderado a bom, estão concentrados nos argilitos das fácies M1 e M2, que também exibem os maiores valores de COT (*Figuras 29 e 30*). S2 e COT, quando avaliados simultaneamente (*Figura 31*), permitem classificar a rocha quanto ao seu potencial de geração de forma mais assertiva.

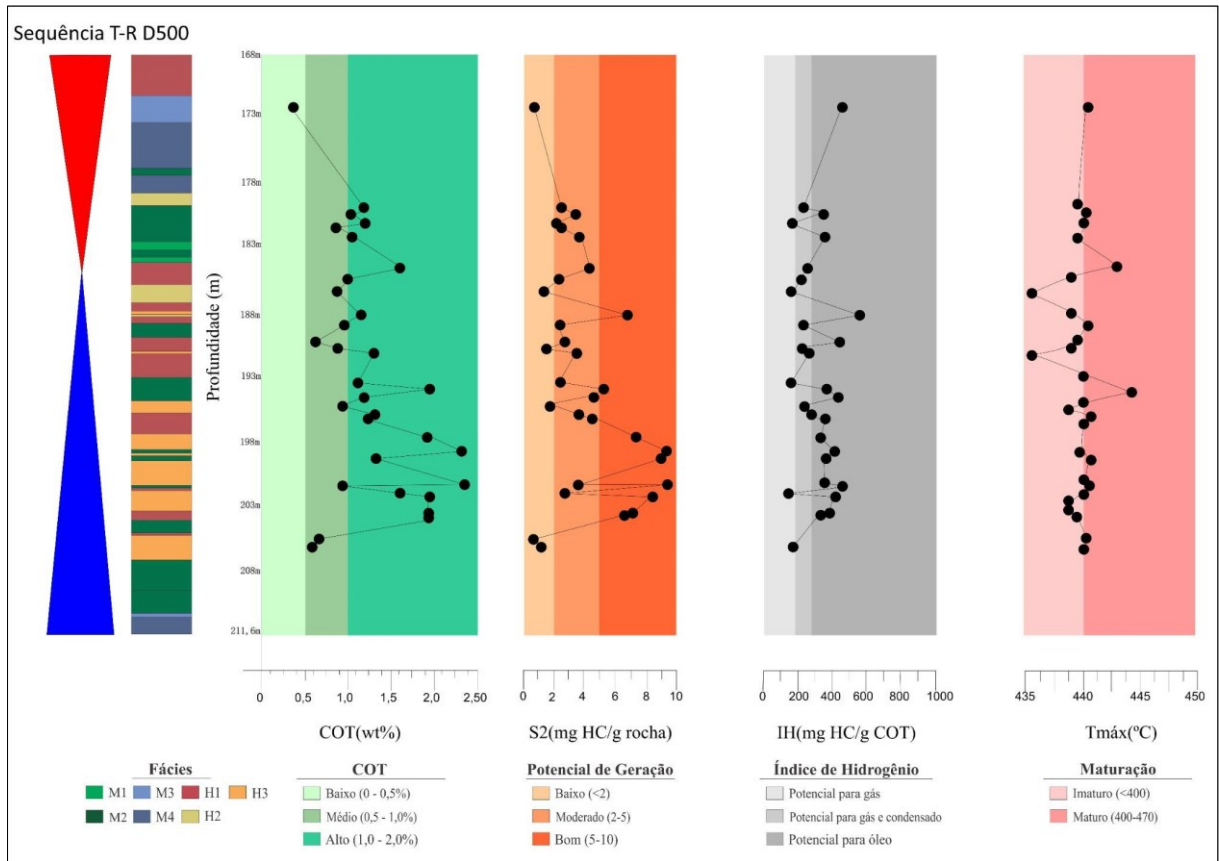
Figura 29. Valores de carbono orgânico total (COT), S2 (mg HC/g de rocha), IH (mg HC/g de COT) e T<sub>máx</sub> (°C) obtidos em 36 amostras coletadas ao longo de D200. Note os valores utilizados na classificação geoquímica dessas amostras, em que: COT e S2 são essenciais na compreensão do potencial de geração da rocha; IH fornece informações sobre o tipo de querogênio e, conseqüentemente, sobre o tipo de hidrocarboneto mais favorável a ser gerado; e T<sub>máx</sub> sobre o grau de maturidade térmica atingido. Tais informações podem ser correlacionadas com as fácies definidas neste estudo (M1, M2, M3, M4, H1, H2 e H3) e com a seqüência T-R de Plantz (2021). O triângulo azul representa o trato de sistema transgressivo (TST) e o triângulo vermelho, o trato de sistema regressivo (TSR).



Fonte: Autoria Própria

Segundo Peters & Cassa (1994), uma outra forma de classificar as rochas quanto ao seu potencial de geração é realizando a soma entre S1 e S2. Na sucessão de estudo, esse parâmetro varia para D200 entre 0,58 e 8,00 mg HC/g de rocha e para D500 entre 2,15 e 10,99 mg HC/g de rocha, abrangendo desde rochas que não são consideradas geradoras até rochas com bom potencial gerador (*Tabela 1*). Com base neste critério, apenas oito das 53 amostras analisadas em D200 e D500 não são consideradas geradoras, 12 apresentam um potencial de geração bom e todas as demais, que constituem a grande maioria das amostras analisadas, exibem um potencial de geração moderado.

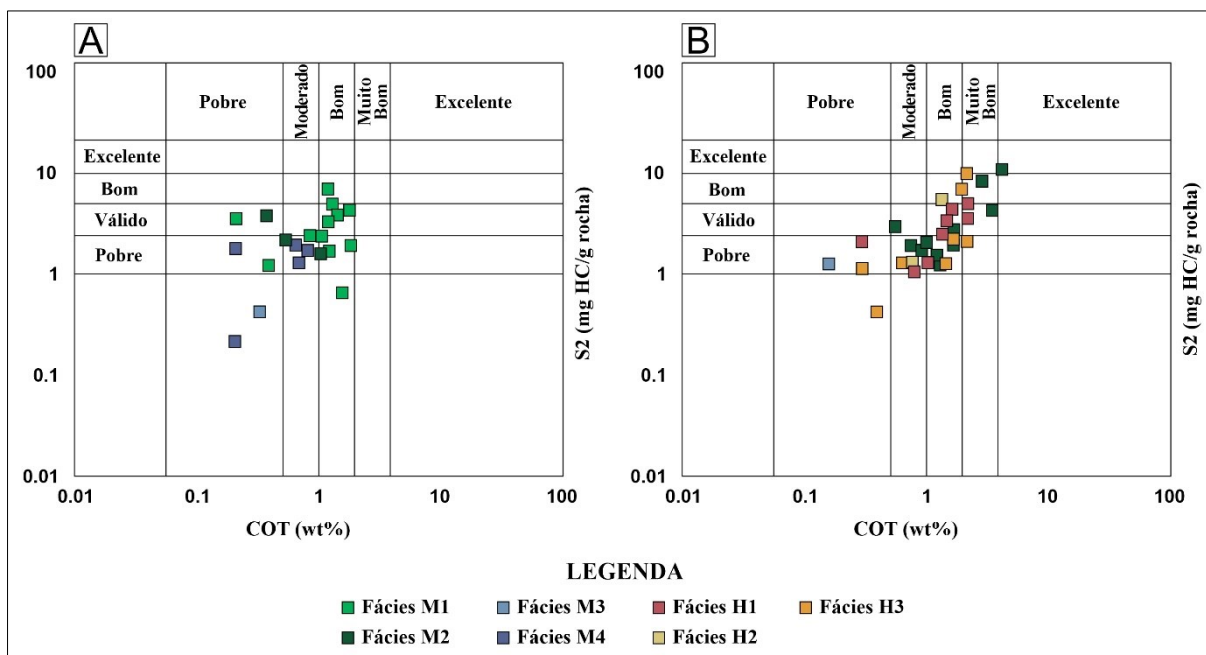
Figura 30. Valores de carbono orgânico total (COT), S2 (mg HC/g de rocha), IH (mg HC/g de COT) e Tmáx (°C) obtidos em 41 amostras coletadas ao longo de D500. Note os valores utilizados na classificação geoquímica dessas amostras, em que: COT e S2 são essenciais na compreensão do potencial de geração da rocha; IH fornece informações sobre o tipo de querogênio e, conseqüentemente, sobre o tipo de hidrocarboneto mais favorável a ser gerado; e Tmáx sobre o grau de maturidade térmica atingido. Tais informações podem ser correlacionadas com as fácies definidas neste estudo (M1, M2, M3, M4, H1, H2 e H3) e com a seqüência T-R de Plantz (2021). O triângulo azul representa o trato de sistema transgressivo (TST) e o triângulo vermelho, o trato de sistema regressivo (TSR).



Fonte: Autoria Própria

Em D200, as rochas com baixo potencial de geração correspondem, novamente, aos siltitos das fácies M3 e M4, que apresentam valores de S1 + S2 entre 0,58 e 1,93 HC/g de rocha, e em D500, associam-se, também, a fácies H3, cujo somatório (S1 + S2) oscila entre 1,11 e 1,29 HC/g de rocha. Dentre as 12 amostras que apresentam um bom potencial de geração, quatro encontram-se em D200, associadas às fácies M1 e M2, com S1 + S2 entre 6,18 e 8,00 HC/g de rocha, e oito em D500 com somatório de 7,61 e 10,99 HC/g de rocha associado às fácies M1, M2 e H1.

Figura 31. Diagrama com os resultados de COT (%) vs. S2 (mg HC/g de rocha), permitindo avaliar simultaneamente o potencial de geração por dois diferentes critérios. As amostras que atendem aos dois critérios, ou seja, apresentam COT > 2% e S2 > 5 mg HC/g de rocha são as mais favoráveis para geração. Note em (A) os dados compilados para D200 e em (B) para D500. Em geral, as amostras de D500 são mais favoráveis à geração.



Fonte: Autoria Própria

Os valores de S1, para ambas as sequências, indicam que a geração natural de hidrocarbonetos varia entre pouca e boa (Peters & Cassa, 1994 – *Tabela 2*). Seguindo a tendência observada pelas análises realizadas, os maiores valores de S1, associados a uma boa geração natural, ocorrem nos intervalos intermediários de D200 e D500, associados, em D200, as fácies M1 e M2 e, em D500, as fácies M1, M2 e H1. Nestes casos, os valores mais baixos de COT (em torno de 0,5% para D200 e de 1,5% para D500) podem ser explicados pela transformação da matéria orgânica em hidrocarbonetos (gás, gás e condensado e óleo).

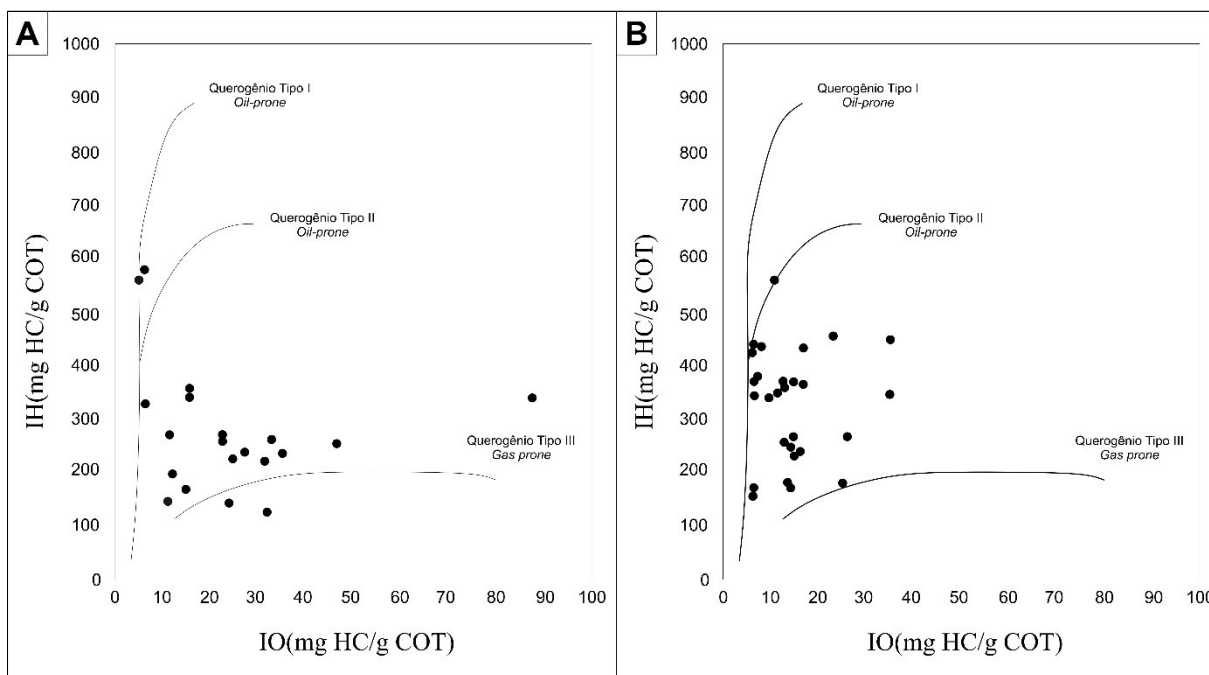
Para entendimento do grau de evolução térmica foram utilizadas as propostas de Tissot e Welte (1984) e de Peters e Cassa (1994 – *Tabela 4*). Tissot e Welte (1984) utilizam os valores de T<sub>máx</sub> (*Figuras 29 e 30*), obtidos diretamente da Pirólise de Rock Eval, em seu esquema de classificação. De acordo com estes autores, tem-se, em D200, seis amostras imaturas (T<sub>máx</sub> entre 436 e 438°C) e 15 maduras (*Figura 29*). Já em D500, observa-se uma grande concentração dos valores medidos no limite entre a zona imatura e a zona madura (T<sub>máx</sub> ~440°C), com apenas três pontos que, nitidamente, alcançam temperaturas da zona madura (*Figura 30*).

Peters e Cassa (1994) usam o cálculo do índice de produção (IP) para quantificar o avanço do processo de geração através da maturidade térmica da matéria orgânica (*Tabela 4*). Utilizando o IP, apenas 21 amostras de D200, e 33 amostras de D500 foram analisadas. Para D200, cinco encontram-se imaturas ( $IP < 0,10$ ), sendo identificadas como argilitos exclusivamente da fácies M1, e dezesseis maduras ( $IP = 0,10 - 0,40$ ), sendo encontradas nas demais fácies. Em D500, apenas duas amostras foram consideradas imaturas ( $IP < 0,10$ ), exclusivas da fácies M2, e as 31 restantes foram indicadas como maduras ( $IP = 0,10 - 0,40$ ).

Para que ocorra a geração de hidrocarbonetos, deve-se combinar o potencial de geração e a evolução térmica da matéria orgânica, sendo necessário que as amostras apresentem um moderado a bom potencial de geração (*Figura 31*) e que sejam maduras (*Figuras 29 e 30*). Nas sequências analisadas, é comum observar fácies argilosas (M1 e M2, por exemplo) com potencial de geração moderado a bom (*q.v.* COT e S2 na *Figura 31*), contudo associadas à zona imatura (*q.v.*  $T_{máx}$  nas *Figuras 29 e 30*), bem como siltitos das fácies M3 e M4 com baixo potencial de geração, mas com temperaturas ideais (zona madura) para o craqueamento da matéria orgânica.

Para determinar a origem da matéria orgânica, um dos condicionantes importantes para a geração, relacionou-se os índices de hidrogênio (IH) e de oxigênio (IO) em um diagrama do tipo Van Krevelen (*Figura 32*). Em D200, os valores de IH e IO variam, respectivamente, entre 110 – 589 mg/g e 0,06 – 0,89 mg/g, e, em D500, entre 175 - 585 mg/g e 0,04 - 0,36 mg/g, respectivamente, indicando o predomínio de mistura de querogênio tipo II e III, com apenas duas amostras apresentando querogênio tipo I (*Figura 32A*).

Figura 32. Diagrama do tipo Van Krevelen utilizados na caracterização da matéria orgânica (tipo de querogênio), em (A e B) Pode-se observar a comparação entre os tipos de querogênio obtidos através dos parâmetros IO e IH das sequências D200 e D500, respectivamente.



Fonte: Autoria Própria

Considerando a distribuição vertical (*Figuras 29 e 30*), tem-se um predomínio de querogênio tipo II nos intervalos intermediários de D200 e D500, onde ocorrem espessas camadas de argilitos das fácies M1 e M2, que concentram os maiores valores de COT, S2 e S1+S2 (*Figuras 29 e 30*). Já o querogênio tipo I ocorre exclusivamente nas profundidades de 296,50 e 307,80 m, intervalo superior de D200 (*Figura 29*), associado à fácies M1 que, também, exibe valores elevados de COT, S2 e S1+S2.

Conforme colocado na *Tabela 3*, IH, intimamente relacionado com o tipo de querogênio, pode ser utilizado para estimar o tipo de hidrocarboneto gerado. Ao longo de D200 e D500, tem-se potencial para geração de gás e condensado, com apenas dois pontos favoráveis à geração de óleo. Estes pontos são aqueles associados ao querogênio tipo I (*Figura 32A*), proveniente da biomassa lacustre, presente em D200. Quimicamente, o querogênio do tipo II, associado a biomassa marinha, apresenta maior teor de aromáticos, compostos oxigenados e anéis naftênicos quando comparado com o tipo I. Todavia, o que faz com que haja maior potencial para geração de gás no intervalo de estudo é a grande recorrência de querogênio do tipo III, derivado de vegetais terrestres superiores, e que apresenta alto teor de compostos oxigenados e baixa proporção de cadeias simples (Tissot e Welte, 1978).

Apesar do potencial, a faixa de temperatura que a matéria orgânica atingiu na sucessão analisada (predominantemente zona imatura e matura – *Figuras 29 e 30*) não é suficiente para a geração de gás.

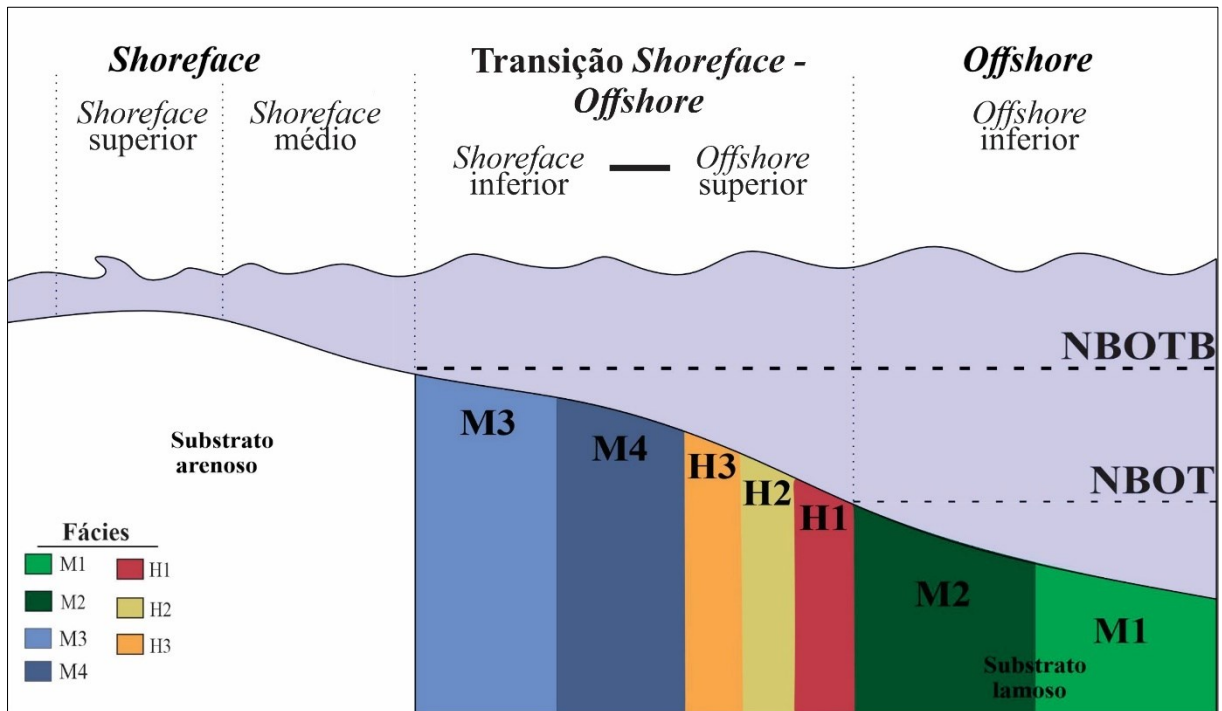
## 6. DISCUSSÃO

### 6.1 Modelo deposicional e estratigráfico

Apesar dos poucos estudos focados na caracterização sedimentológica e petrográfica de detalhe das rochas microclásticas da Formação Ponta Grossa, seu ambiente deposicional é bem conhecido e caracterizado. Isso se deve à presença de fósseis corpóreos e de traços fósseis (icnofósseis), que proporcionam uma compreensão clara do ambiente deposicional e da idade dessas rochas. É consenso que a Formação Ponta Grossa representa o registro de um extenso mar epicontinental raso (*q.v.* Petri, 1948; Bergamaschi, 1999; Milani *et al.*, 2007), com modelo de deposição análogo ao de plataformas em rampa, com declive suave (Plantz, 2021), que se instalou na Bacia do Paraná durante o Devoniano.

Estudos recentes envolvendo a caracterização de fácies e microfácies das sequências D200 (Reis *et al.*, 2023) e D500 (Fernandes, 2024), concluíram, individualmente, que a deposição ocorreu em um ambiente marinho raso, plataformar, entre o *shoreface* (médio a inferior) e o *offshore* (superior a inferior), sujeito à ação de ondas de tempestade, conforme ilustra a *Figura 33*. Contudo, algumas diferenças entre D200 e D500 podem ser pontuadas, como por exemplo: (i) admite-se, devido a maior frequência de fácies como H3, M3 e M4, que a deposição mais proximal, que ocorre sob as condições de mais alta energia, podendo alcançar porções do *shoreface* médio, é melhor desenvolvida em D500; e (ii) a maior variedade e recorrência de fácies heterolíticas (H1, H2 e H3) em D500 pode ser indicativa de um maior aporte de sedimentos sílticos ou, ainda, de uma maior frequência na ação de ondas de tempestade.

Figura 33. Modelo deposicional proposto para as sequências D200 e D500, com base na caracterização textural realizada neste estudo. Note a distribuição das fácies no paleoambiente interpretado e sua relação com o nível base de ação de ondas de tempo bom (NBOTB) e o nível base de ação de ondas de tempestade (NBOT).



Fonte: Modificado de Reis et al. (2023).

Indícios de atuação de ondas de tempestade são encontradas, inclusive, na fácies M1 e microfácies M1a, que representam a deposição de mais baixa energia da sucessão analisada. A ação de ondas de tempestade é responsável por desencadear uma série de processos trativos (*e.g.*, ação de correntes) e/ou gravitacionais (*e.g.*, fluxos turbidíticos de baixa densidade e viscosidade – Kuehl *et al.* 1991; Macquaker *et al.*, 2010; Wilson e Schieber, 2015), que afetam a sedimentação por grandes extensões (Macquaker *et al.*, 2010), sendo capaz de influenciar de forma significativa a região abaixo no nível base de ação de ondas de tempestade (NBOT – *offshore* inferior, Figura 33).

A evidência de processos de alta energia em todas as fácies das sequências analisadas, associada a presença de prasinófitas (algas verdes encontradas nas microfácies M1a e H1a, típicas de ambiente marinho plataformar – Tyson, 1995) e glauconita (mineral presente nas microfácies M2b, M3b e M4b cuja precipitação ocorre em águas marinhas rasas, particularmente em contexto plataformar – Menezes, 2012) ratificam que a deposição da Formação Ponta Grossa está associada a um ambiente marinho plataformar, não atingindo condições de deposição associadas a ambiente marinho profundo.



Além da remobilização de sedimentos da plataforma interna (acima do nível base de ação de ondas de tempo bom – NBOTB) para a plataforma externa (abaixo do NBOT), como registrado nas fácies M1 e M2, esses processos de alta energia também influenciam a oxigenação do meio, facilitando sua colonização (Savdra e Bottjer, 1989; Bromley, 1996; Buatois *et al.*, 2002), como indica a microfácies M2b. Isso resulta em uma deposição mais dinâmica e complexa do que “decantação de finos em contexto de baixa energia”, processo normalmente interpretado para rochas essencialmente argilosas, que implica, também, em uma ação biogênica mais efetiva.

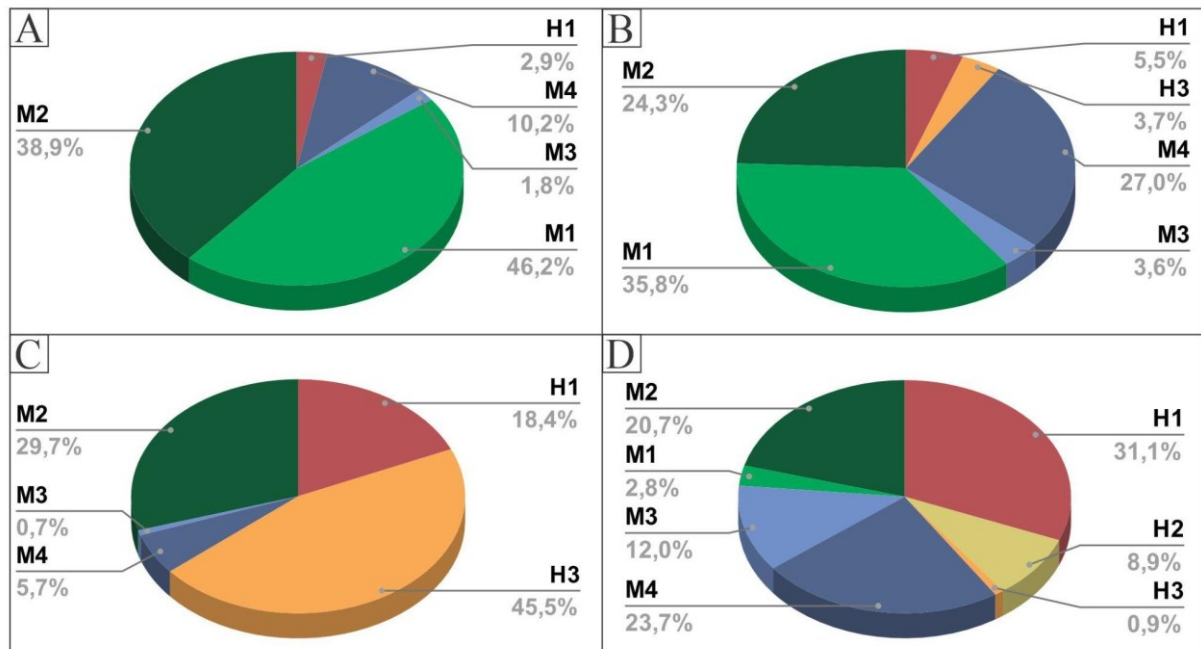
A ação biogênica, além de ser bastante útil na individualização de fácies e microfácies, fornecer *insights* sobre as condições de deposição e taxa de sedimentação e controlar a microtrama da rocha, exerce um papel importante na precipitação de minerais diagenéticos, a exemplo da pirita (veja detalhes no item 6.2).

Além do modelo deposicional, busca-se compreender as fácies e microfácies dentro de um arcabouço estratigráfico sequencial. Sabendo que D200 e D500 representam sequências T-R (*sensu* Embry, 2002), previamente definidas por Plantz (2021), é possível compreender o padrão de distribuição das fácies nos tratos de sistema (trato de sistema transgressivo – TST e trato de sistema regressivo – TSR) e as principais diferenças entre as sequências estudadas.

Em D200 tem-se uma maior recorrência de fácies argilosas (M1 e M2 – *Figura 8*), isto se reflete em percentuais elevados de M1 e M2 tanto no TST quanto no TSR (*Figura 34A e B*). Além de M1 e M2, destaca-se o elevado percentual de M4 (siltito argiloso), que ocorre predominantemente na base do TST (intervalo inferior de D200) e no topo do TSR (intervalo superior de D200 – *Figura 8*).

Como em D500 as fácies encontram-se bem distribuídas, as diferenças entre TST e TSR são bem marcadas (*Figura 34C e D*). Nesta sequência, M2 é a fácies argilosa mais abundante, tanto no TST quanto no TSR, além dela destaca-se os elevados percentuais de H1 e H3 no TST e H1 e M4 no TSR. H3 ocorre predominantemente na base do TST (porção inferior do intervalo intermediário de D500), enquanto M4 representa os siltitos do topo do TSR (intervalo superior de D500 – *Figura 9*).

Figura 34. Comparação entre o percentual de ocorrência das fácies considerando os tratos de sistema das duas seqüências analisadas. Tem-se em (A) os dados do trato de sistema transgressivo (TST) de D200; em (B) trato de sistema regressivo (TSR) de D200; em (C) TST de D500; e em (D) TSR de D500.



Fonte: Autoria Própria

Apesar das nítidas diferenças entre o TST de D200 e de D500, ambos apresentam uma concentração de siltito (fácies M3 e M4 – Figuras 34A e C) em sua porção inferior, que são recobertos pela fácies M2 (Figuras 8 e 9), marcando um aumento significativo na criação de espaço de acomodação. Sendo assim, a base do TST compreende uma deposição no *shoreface* médio a inferior, com alta taxa de sedimentação. A mesma é suplantada pela taxa de criação de espaço de acomodação, configurando um padrão de empilhamento retrogradacional, com espessas camadas de sedimentos finos do *offshore* sendo depositados sobre depósitos do *shoreface*.

A partir disso, o TST de D200 e D500 evolui de maneiras distintas. Em D200, as fácies argilosas M1 e M2 (Figura 34A) são predominantes e pequenas variações na taxa de sedimentação e na criação de espaço de acomodação são marcadas pela ocorrência de delgadas camadas de siltitos e rochas heterolíticas (fácies M3, M4 e H1 – Figura 34A). A redução da espessura das camadas de argilitos da fácies M1 para o topo do intervalo intermediário (Figura 8), reflete a diminuição da taxa de criação de espaço de acomodação e marca, em torno de 311,0 m de profundidade, o início do TSR de D200. Já o padrão de fácies do TST de D500 indica um constante aporte de sedimentos sílticos, marcado pelo elevado percentual de

ocorrência de H3 (*Figura 34C*). A menor ocorrência de H3 para o topo do TST, dando lugar a camadas mais espessas de H1 e M2 (*Figura 9*), indica condições de deposição mais distais, com menor aporte de sedimentos silticos. Destaca-se que no TST de D500 não se atinge as condições de deposição de mais baixa energia, representada neste estudo de caso pela fácies M1.

Em D200, nota-se que em torno de 311,0 m, profundidade indicada por Plantz (2021) como superfície de inundação máxima (SIM), tem-se maior recorrência de níveis milimétricos de sideritização (*Figura 8*), reconhecidos em escala macroscópica devido a coloração avermelhada das rochas. Diversos autores (*q.v.* Maynard, 1992; Ketzer *et al.*, 2003a, 2003b; Laenen e Craen, 2004; Morad *et al.*, 2010), defendem que tais níveis representam hiatus deposicionais e configuram-se como importantes indicadores estratigráficos. Neste caso, marca a SIM da sequência T-R de 3ª ordem e indica o período em que o nível de base atinge sua posição máxima, com a taxa de sedimentação mínima.

Em D500, os níveis de sideritização são menos frequentes, o que pode ser explicado pela elevada taxa de sedimentação. A sua ocorrência mais expressiva é em torno de 188 m de profundidade (*Figura 9*), próximo ao local indicando como SIM por Plantz (2021). Além da sideritização, o padrão de empilhamento sugere uma redução do aporte de sedimentos silticos em torno desta profundidade e se trata do intervalo argiloso cuja microfácies presente é a M2a, indicando as condições de menor energia e menor circulação de oxigênio.

Acima da SIM, configura-se o TSR. Em D200, o padrão progracional é identificado pelas fácies associadas ao *shoreface* (*Figura 33*), ou seja, M3, M4 e H3 (presentes em maiores proporções no TSR do que no TST – *Figura 34B*), dispostas sobre os argilitos (fácies M1 e M2) do *offshore*, como observado na *Figura 8*. Diferentemente do observado para a base do TST, os siltitos do TSR são preferencialmente da microfácies M4a, cujo elevado índice de bioturbação pode ser um indicador de baixa taxa de sedimentação (Hutsky e Fielding, 2016), por isso, localmente, ocorre o predomínio de decantação de finos (fácies M1 e M2) entre as camadas de siltitos.

Em D500, é possível, mesmo como a maior variedade de fácies (*Figura 34D*), reconhecer o padrão descrito para o TSR de D200. Contudo, em D500, os siltitos das fácies M3 e M4 estão dispostos sobre os argilitos com acamamento lenticular das fácies H1 e H2 (*Figura 9*), o que guarda relação com o maior aporte de silte, já mencionado para D500.

Considerando as idades publicadas por Plantz *et al.* (2021) para o testemunho do poço 2-TB-1-PR, aventa-se que a SIM de D200 esteja associada com o máximo transgressivo do

Eifeliano e a superfície basal de regressão máxima da base de D500 corresponda a passagem do Eifeliano para o Givetiano. Deste modo, a sequência D500, marca uma das mais importantes inundações da Bacia do Paraná (Bergamaschi, 1999), com nível do mar mais elevado do que o registro de D200 (Haq e Schutter, 2008). Todavia, a partir da caracterização textural, o que chama a atenção em D500 é o elevado aporte de silte. Apesar de pouco discutido na literatura, autores como Milani e Ramos (1998), Sedorko *et al.*, (2019) e Plantz *et al.* (2021) associam o aporte constante de silte ao soerguimento de áreas adjacentes, neste caso, possivelmente relacionado à Orogenia Precordilheirana, que perdurou entre o Praguiano e o Emsiano na borda sul-ocidental do Gondwana.

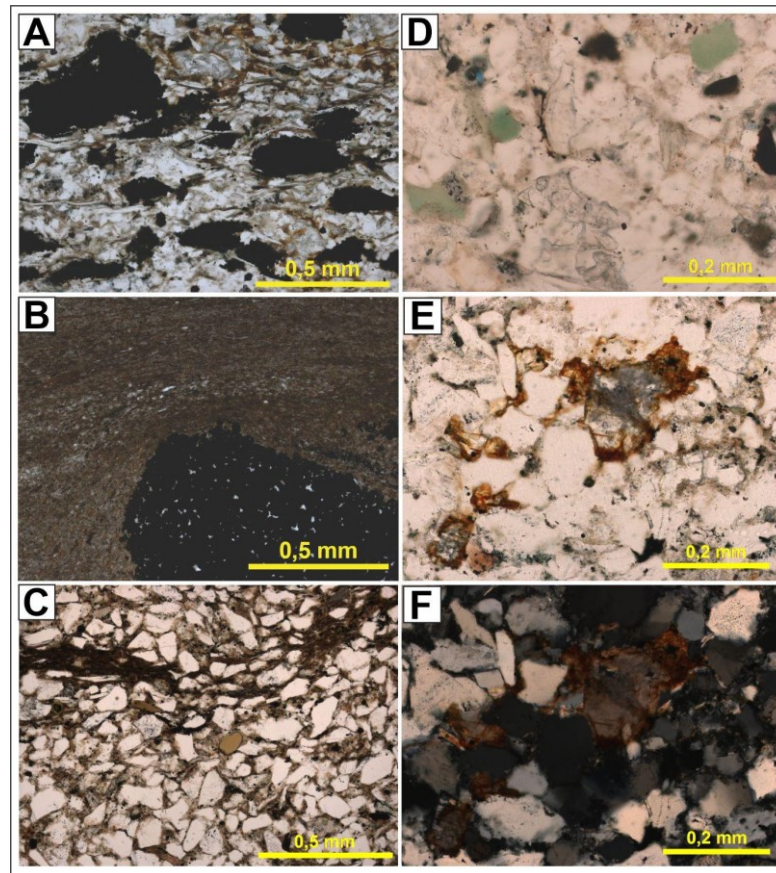
## 6.2 Modelo de evolução diagenética

Os processos e produtos diagenéticos são responsáveis por gerar significativas modificações no arranjo dos grãos, no espaço poroso e na composição dos sedimentos e rochas sedimentares. Em rochas essencialmente argilosas, a diagênese envolve processos de compactação, cimentação, dissolução, recristalização, substituição, transformação de argilominerais, além da evolução térmica da matéria orgânica (Chen *et al.*, 2021), sendo mais facilmente identificados pela composição mineralógica.

Ao longo das sequências D200 e D500 observou-se, por meio de lâminas petrográficas, pirita, siderita, calcita, anquerita, glauconita e chamosita (*Quadro 2 – Figura 35*) como principais constituintes diagenéticos. Além disso, os siltitos exibem grãos de quartzo com contatos suturados e com sobrecrecimento. Para entender as transformações diagenéticas que ocorreram nos argilominerais, as interpretações realizadas a partir dos mapas composicionais de MEV-EDS foram validadas e refinadas a partir do estudo de Maia *et al.* (2021). Com base em dados de difratometria por raios-X (DRX), tais autores revelam a presença de illita, caulinita, diquita, clorita, esmectita, interestratificados esmectita-illita e esmectita-clorita ao longo do testemunho do poço 2-TB-1-PR. Illita, caulinita, diquita, clorita e interestratificado esmectita-illita estão presentes em ambas sequências, enquanto esmectita e interestratificado esmectita-clorita são exclusivos de D500.

Essas informações possibilitam afirmar que os processos e produtos diagenéticos identificados em D200 e D500 estão preferencialmente associados à eo- e mesodiagênese, além de permitir a proposição de um modelo de evolução diagenética para as sequências estudadas (*Figura 36*).

Figura 35. Figura representativa dos minerais diagenéticos. Em (A e B) nota-se a presença de pirita, em (A) presente na matriz da rocha e em (B) concentrada em bioturbações tubulares. Em (C) destaca-se a presença de chamosita (mineral marrom), (D) glauconita (mineral verde) e (E e F) destacam a anquerita como cimento carbonático, em (E) sob nicois paralelos e em (F) sob nicois cruzados.



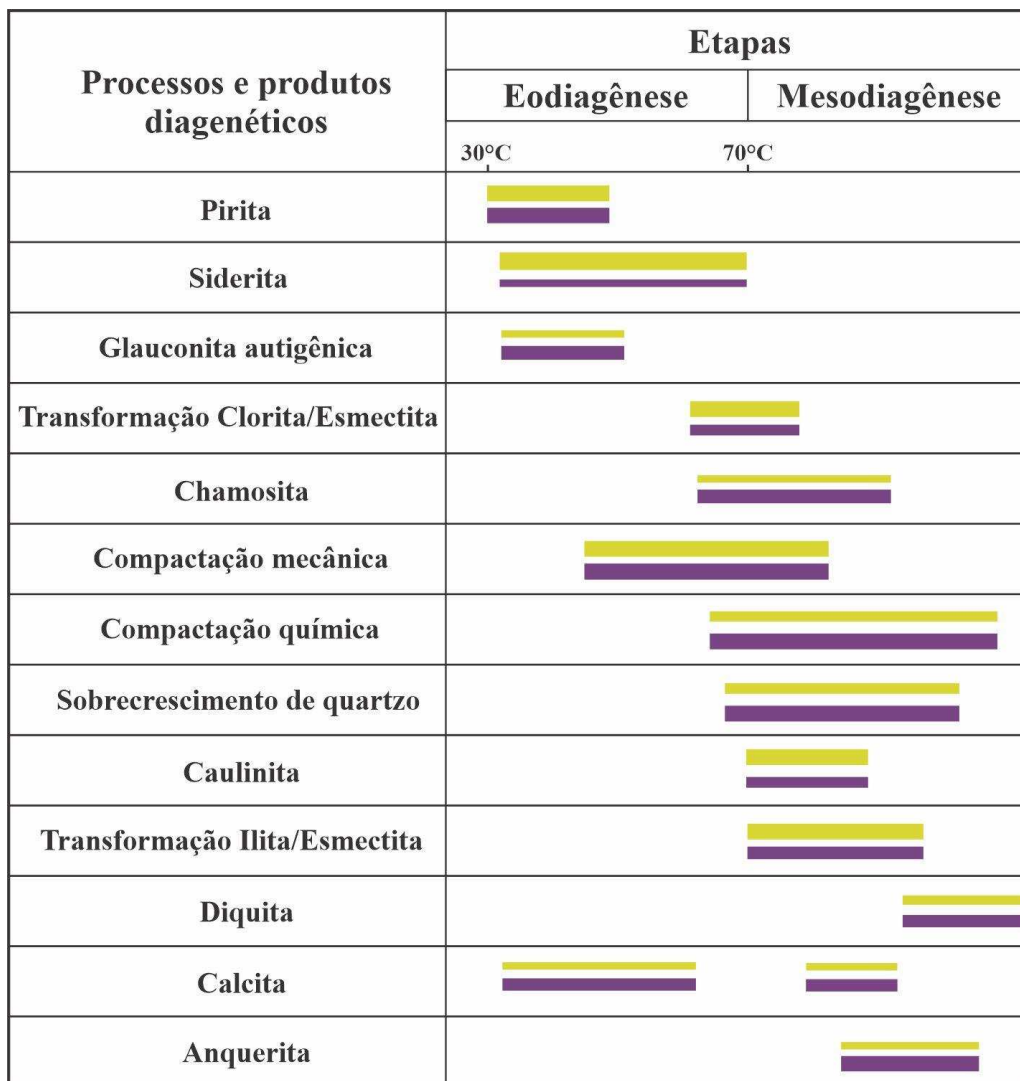
Fonte: Autoria Própria

Após a deposição, os sedimentos dispostos na interface água-sedimento estão sujeitos a ação biogênica, primeiro agente responsável por modificar a organização primária dos grãos. Com o início do soterramento, tem-se a eodiagênese, etapa que ocorre em profundidades rasas e baixas temperaturas (30 – 70 °C), sendo muito influenciada pelo ambiente deposicional. Variáveis como clima, latitude, hidrogeologia, eustasia, taxa de sedimentação e composição da água intersticial aprisionada nos poros durante a deposição exercem importante controle nas transformações físico-químicas que ocorrem neste estágio (Morad, 1998). Em sucessões essencialmente argilosas, há, desde os primeiros momentos de soterramento, forte influência de fluidos ricos em K, Al e Si, provenientes da compactação inicial das argilas (He *et al.*, 2022).

Já a mesodiagênese representa um estágio diagenético mais avançado, normalmente associado a profundidades de soterramento superiores a 2 km, com temperaturas  $\geq 70$  °C, em que os processos de modificação das rochas são influenciados pela percolação de fluidos

durante a compactação (Morad, 1998). Segundo Worden e Burley (2003), a compactação mecânica e química, precipitação de cimentos e a consequente destruição da porosidade primária das rochas são os principais efeitos da mesodiagenese.

Figura 36. Modelo de evolução diagenética para as sequências D200 e D500 elaborado com base nos processos e produtos diagenéticos identificados neste estudo e complementados por dados de argilominerais de Maia et al. (2021). A espessura dos retângulos ilustra a representatividade do processo e/ou produto diagenético nas sequências analisadas.



 Intervalo D200  
 Intervalo D500

Fonte: Autoria Própria

A pirita (*Figuras 35A e B*) ocorre como um dos primeiros produtos da diagênese (*Figura 36*). Sua precipitação ocorre na interface água-sedimento e nos estágios iniciais de



soterramento, para isso é necessário que haja disponibilidade de  $\text{Fe}^{+2}$  e  $\text{SO}_4^{-2}$  no sistema e predominem condições sub-óxicas e redutoras. Neste contexto, bactérias anaeróbicas atuam sobre o sulfato produzindo o sulfeto de hidrogênio como subproduto. O  $\text{H}_2\text{S}$ , por sua vez, reage com íons de ferro ( $\text{Fe}^{+2}$ ) presentes no ambiente, formando a pirita ( $\text{FeS}$ ), mineral de ferro mais estável nestas condições. Essas reações são favorecidas na presença de matéria orgânica, que atua como fonte de carbono para as bactérias sulfato-redutoras (Love e Amstutz, 1966; Menon, 1967; Berner, 1970; Skei, 1988; Morad, 1998).

Além da pirita dispersa na matriz das rochas, bioturbações preenchidas por pirita (*Figura 35B*) são frequentemente observadas nas fácies (*e.g.*, M1 e M2) e microfácies (*e.g.*, M2a e H1a) caracterizadas ao longo das sequências D200 e D500. De acordo com Bradley (1973) e Schieber (2002), a formação de pirita nas bioturbações é favorecida pelo muco orgânico excretado pelos organismos escavadores. O muco, além de facilitar a locomoção, garante a estabilidade dos tubos e serve como nutriente para as bactérias sulfato-redutoras. Estas se estabelecem no substrato mucoso e, devido a liberação de  $\text{H}_2\text{S}$ , acabam dificultando a colonização do meio por novos organismos, gerando condições favoráveis à formação de grandes percentuais de pirita.

Ainda nos estágios iniciais da eodiagênese (*Figura 36*), ou seja, na interface água-sedimento e/ou sob condições de soterramento raso, pode ocorrer a formação de níveis de siderita (*Figura 10B*). Este mineral forma-se a partir de fluidos ricos em  $\text{Fe}^{+2}$  e  $\text{H}_2\text{CO}_3$ , em condições bastante similares àquelas necessárias para a precipitação da pirita, contudo em um contexto de depleção de sulfato ( $\text{SO}_4^{-2}$ ). A redução na disponibilidade de  $\text{SO}_4^{-2}$  em contexto marinho está associada à liberação de fluidos durante a fase inicial de compactação mecânica dos sedimentos. Com um volume maior de fluidos em circulação, ocorre a diluição do sulfato e a formação de siderita é favorecida (Curtis e Coleman, 1986). Neste cenário, os fluidos intersticiais ricos em  $\text{Fe}^{+2}$  e  $\text{H}_2\text{CO}_3$  atuam como catalisadores fazendo com que a precipitação da siderita ocorra de forma rápida e lateralmente contínua, normalmente associada às rochas mais argilosas (Curtis e Coleman, 1986), conforme descrito para as fácies M1, M2 e H1. Sua precipitação rápida e lateralmente contínua, garante seu valor estratigráfico, conforme discutido anteriormente (veja o item 6.1).

A glauconita autigênica (*Figura 35D*) origina-se durante a eodiagênese (*Figura 36*) e ocorre em condições ambientais específicas. É exclusiva de ambientes marinhos rasos, onde a água é rica em ferro e silício e, geralmente, disóxico ou anóxico, o que favorece a redução do ferro. Sua precipitação é favorecida quando as taxas de sedimentação são baixas, por isso os

maiores percentuais de glauconita estão associados ao aumento do nível de base (TST) e podem ser utilizados como indicadores de altura de lâmina d'água (Tang *et al.*, 2017).

Nas sequências analisadas, glauconita ocorre tanto nas microfácies M3b e M4b, associadas a ambientes mais proximais (*shoreface*) quanto na M2b, que representa a deposição nas porções mais distais (*offshore*), importante elemento para caracterizar o ambiente deposicional como marinho raso, plataformar. Considerando as análises previamente realizadas por Maia *et al.*, (2021), tem-se que a sequência D500 é a que apresenta maior percentual de glauconita, o que pode ser utilizados como evidência de maior profundidade de lâmina d'água, ratificando que D500 representa uma importante inundação marinha.

Em maiores profundidades de soterramento, representando um estágio mais avançado da eodiagênese, ocorre a transformação de esmectita em clorita (*Figura 36*), gerando o interstratificado esmectita-clorita identificado por Maia *et al.* (2021). Nesta transformação, íons de magnésio ( $Mg^{+2}$ ) e ferro ( $Fe^{+2}/Fe^{+3}$ ) substituem o alumínio ( $Al^{+3}$ ) e o silício ( $Si^{+4}$ ) na estrutura cristalina da esmectita, promovendo a formação de clorita. Logo, tal processo só ocorre quando ferro e magnésio estão disponíveis no sistema (Bjørlykke, 1998).

A chamosita (*Figura 35C*) se origina entre o final da eodiagênese e o início da mesodiagênese (*Figura 36*). Segundo Dai *et al.* (2007), minerais ricos em ferro precipitados na eodiagênese inicial (*e.g.*, pirita, siderita e glauconita) podem ser transformados em chamosita sob condições de maior temperatura ( $> 70$  °C) e pressão, desde que a coluna d'água seja ferruginosa. Para Tang *et al.* (2017), a glauconita é o principal precursor da chamosita, os autores admitem que, sob lâmina d'água ferruginosa, tem-se uma intensa troca de  $Fe^{+2}$  entre a água intersticial e a água marinha, favorecendo a transição glauconita-berthierina-chamosita, que tem início na eodiagênese precoce e avança até as condições de pressão e temperatura da mesodiagênese. Já Rivas-Sanches *et al.* (2006), admitem que a presença de chamosita marca um aumento significativo na temperatura, normalmente associado ao início de uma fase hidrotermal. Chamosita ocorre em maiores proporções nos siltitos presentes em D500.

Além da chamosita (*Figura 38C*), as sequências D200 e D500 exibem uma grande quantidade de minerais (*e.g.*, pirita, siderita, glauconita, clorita) cuja formação requer disponibilidade de ferro, indicando que tal elemento era abundante nesse extenso mar epicontinental do Devoniano, onde ocorreu a deposição das rochas da Formação Ponta Grossa. Alguns estudos relacionam a elevada concentração de ferro com o acúmulo de matéria orgânica em pântanos formados com a subida do nível do mar, sua concentração seria favorecida pela

anoxia na interface água-sedimento e pelo retrabalhamento que promoveria a reoxidação do ferro (Aller *et al.*, 1986). Outra possibilidade está atrelada a sistemas lagunares, que teriam se desenvolvido em ambiente redutor em resposta a circulação de correntes oceânicas limitadas. Em ambos os casos, o transporte do  $\text{Fe}^{+2}$  até os mares e oceanos teria sido facilitado pela formação de complexos orgânicos no continente (Kratchler *et al.* 2010). Assim, a diversificação da vegetação no continente durante o Devoniano foi extremamente importante para o estabelecimento de uma lâmina d'água rica em ferro.

O sobrecrecimento de quartzo está atrelado a maiores profundidades de soterramento, e, geralmente, são associados mesodiagênese (*Figura 36*). Para Blatt *et al.*, (1972), é possível ocorrer o sobrecrecimento de quartzo a partir da dissolução dos grãos de sílex e quartzo, sob influência da pressão de fluido durante a compactação química. Além destes, a caulinitização também pode ser responsável pela liberação de sílica sob a influência da percolação de fluidos ácidos, favorecendo a precipitação de cimentos de quartzo (Van Keer *et al.*, 1998; Worden e Morad, 2000). Nas sequências analisadas, o sobrecrecimento de quartzo foi observado nas microfácies silticas com menores percentuais de argila (M3a e M3b), presentes em ambas sequências, porém mais comum em D500.

A caulinita origina-se no início da mesodiagênese (*Figura 36*), ainda sob condições de temperaturas relativamente baixas ( $\sim 70 - 110 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Tem sua origem associada a alteração da muscovita e do k-feldspato (Sand, 1958; Ehrenberg *et al.*, 1993), minerais comumente observados em lâmina petrográfica e, segundo Maia *et al.* (2021), presentes em proporções que variam entre 10 e 20%, ao longo de D200 e D500. O processo de substituição que ocorre na estrutura dos grãos de muscovita e k-feldspato para formação da caulinita é favorecido por condições ácidas e pela presença de matéria orgânica, enquanto o pH se mantém ácido ocorre a dissolução de minerais do arcabouço e a caulinita é precipitada nos poros. Com o passar do tempo, a solubilidade tende a decair e o pH torna-se neutro, cessando a formação deste mineral (Berner, 1980; Ruiz Cruz e Andreo, 1996).

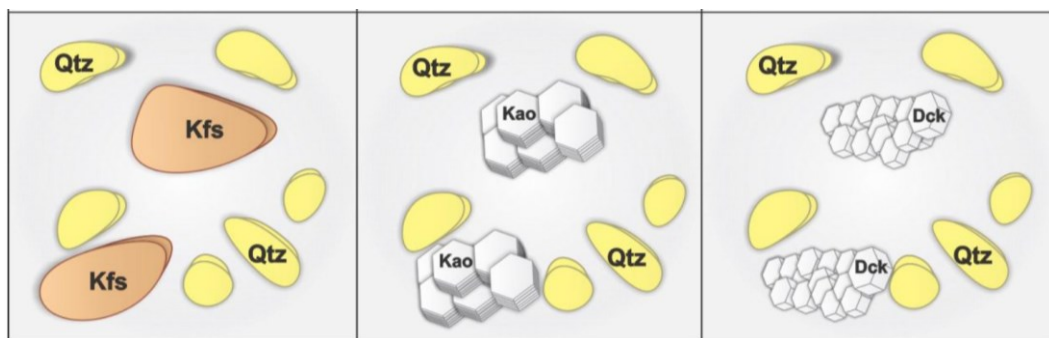
O interestratificado esmectita-illita é mais um indicador de aumento da profundidade de soterramento (*Figura 36*). Em condições similares a caulinita, a transformação de esmectita para illita ocorre entre a eo- e a mesodiagênese. De acordo com BjØrlykke (1988) e Velde (1995), a transformação esmectita-illita ocorre em profundidades de soterramento que variam entre 3 e 4 km, com temperaturas que oscilam entre 70 e 100  $^\circ\text{C}$  e requer elevada disponibilidade de potássio no sistema. Íons deste elemento são disponibilizados para o meio durante o processo de substituição de muscovita e k-feldspato por caulinita, sendo liberado na

forma de  $K^{+1}$  na transformação de muscovita e na forma de  $K^{-1}$  na alteração do K-feldspato. O interestratificado esmectita-illita foi identificado por Maia *et al.* (2021) apenas em amostras correspondentes a fácies heterolíticas, evidenciando a importância da interação entre grãos detriticos e argilominerais.

Conforme ocorre o aumento da temperatura e da profundidade de soterramento, uma série de reações modificam de forma mais significativa a assembleia de argilominerais. A caulinita e a esmectita, por exemplo, são progressivamente substituídas por diquita, illita e cloritas mesodiagenéticas, até que não reste nenhum precursor e nenhum composto intermediário, como os interestratificados (Lanson *et al.*, 2002; Worden e Morad, 2003). Com

No caso da caulinita, sua formação durante a diagênese ocorre em profundidades de soterramento de ~2 a 3 km e temperaturas entre 70 e 90 °C. Ao atingir profundidades de soterramento de ~3 a 4 km e temperaturas variando em torno de 90 e 130 °C ocorre sua dissolução e reprecipitação em forma de diquita desordenada (Ehrenberg *et al.*, 1993; Morad *et al.*, 1994; Cassagnabere, 1998; Beauford *et al.*, 1998). A partir de 4,5 km de profundidade e temperaturas > 130 °C, a diquita passa a ser bem ordenada e a caulinita não é preservada (Cassagnabere, 1998; Worden e Morad, 2003), com ilustra a *Figura 37*.

Figura 37. Representação esquemática onde se observa, inicialmente a deposição de k-feldspato (Kfs) e quartzo (Qtz), com o aumento da profundidade de soterramento e de temperatura o k-feldspato é transformado em caulinita (Kao). Se persistir o soterramento e o aumento de temperatura, ocorre a formação de caulinita em diquita (Dck).



Fonte: Worden e Morad (2003).

Além de siderita, calcita e anquerita ocorrem como constituintes carbonáticos em D200 e D500. Calcita ocorre com cimento nas microfácies de siltito M3a, M3b e M4a e, anquerita, presente também como cimento, foi identificada apenas nas microfácies e M3b e M4a (*Figuras 35E e F*).

A calcita pode ser formada em diferentes estágios diagenéticos. A precipitação de calcita microcristalina inicia-se sob soterramento raso, nos estágios iniciais da eodiagênese, enquanto os cristais bem desenvolvidos são formados sob condições de mais alta temperatura e podem ser associados a mesodiagênese (Bocardi *et al.*, 2009). De acordo com Morad *et al.* (2000), a precipitação de carbonatos é favorecida pelo aumento da temperatura devido a diminuição da solubilidade de  $\text{HCO}_3^-$ , que resulta em uma maior tendência de formar sólidos carbonatados. Além disso, o aumento da temperatura facilita a quebra das ligações da sílica ( $\text{SiO}_2$ ), aumentando a solubilidade dos grãos e criando porosidade secundária, ou seja, espaço para a precipitação de carbonato. Adicionalmente, Smith e Ehrenberg (1989) argumentam que o aumento da temperatura favorece a precipitação de carbonatos devido à significativa liberação de íons de bicarbonato no sistema, resultante da quebra de complexos orgânicos derivados da matéria orgânica em um processo conhecido como descarboxilação.

Anquerita (*Figuras 35E e F*) distingue-se da calcita pelo maior percentual de ferro em sua composição (*Figura 20*). Este mineral pode ser precipitado diretamente durante a mesodiagênese, sob condições de temperaturas  $> 70\text{ }^\circ\text{C}$  (Hendry *et al.*, 2000; Schimid *et al.*, 2003 – *Figura 36*), através da grande influência do ferro disponível na coluna d'água. Contudo, sua ocorrência é, normalmente, associada a alteração diagenética induzida por fluidos hidrotermais ou a influência térmica de intrusões ígneas (Heile *et al.*, 2019), como as que ocorreram durante o mesozoico da Bacia do Paraná (Formação Serra Geral). Considerando este contexto, é válido mencionar que os maiores percentuais de anquerita observados em lâmina petrográfica e quantificados por Maia *et al.* (2021, 2 – 8%) concentram-se na sequência D500.

### **6.3 Geoquímica orgânica e os modelos deposicional, estratigráfico e diagenético**

As curvas de COT (%), S (%) e COT/S das sequências D200 e D500 exibem tendências que são facilmente correlacionadas com os modelos deposicional e estratigráfico interpretados neste estudo, refletindo, inclusive, as variações quanto à circulação de  $\text{O}_2$  durante a sedimentação.

A integração dos dados sedimentológicos e geoquímicos mostra que os valores de COT relacionam-se muito bem com as fácies. M1 e M2, que representam a deposição mais distal (*offshore* superior e inferior), são as que apresentam os maiores valores de COT, indicando as melhores condições de preservação da matéria orgânica. Por outro lado, as fácies sílticas, que

representam a deposição mais proximal (*shoreface* médio a inferior), apresentam os menores valores de COT, o que é explicado pelas condições de maior energia, com maior retrabalhamento e oxigenação de fundo.

As condições redutoras e oxidantes, destacadas pelos valores de COT/S, exibem uma boa correlação com os tratos de sistema. Observa-se que condições redutoras se concentram no TST (*Figuras 27 e 28*), possivelmente associadas à subida do nível do mar. No TST de D200, um único pico de COT/S > 3 (indicativo de condições oxidantes) foi identificado próximo de 315,0 m de profundidade, associado à fácies H1 (*Figuras 8 e 27*). Já no TST de D500, picos de COT/S > 3 foram encontrados em torno de 180,0 e 200,0 m de profundidade, em camadas da fácies H3 (*Figuras 9 e 28*). Ambos os cenários indicam um aumento no aporte de sedimentos e a atuação de processos de maior energia, responsáveis por oxigenar o meio.

No TSR de D200 e D500, onde predominam os depósitos de mais alta energia (fácies H3, M3 e M4 – *Figuras 34B e D*), os picos de COT/S > 3 são mais frequentes (*Figuras 27 e 28*), indicando o predomínio de condições oxidantes a altamente oxidantes. Condições altamente oxidantes (COT/S >> 3 – *Figuras 27 e 28*) concentram-se mais ao topo do TSR e podem indicar um período de intenso retrabalhamento por onda, associado a superfície de regressão máxima, que limita a sequência T-R (*sensu* Embry, 2002). Neste contexto, condições redutoras ocorrem pontualmente, associadas as fácies M1 e M2, que representam períodos de menor aporte de sedimentos e/ou oscilações de alta frequência do nível do mar, fazendo com que predomine condições de baixa energia e pouca oxigenação no TSR.

Considerando o tipo de matéria orgânica, observa-se que mesmo nas fácies M1 e M2, associadas ao *offshore*, região abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade, tem-se mistura entre querogênio tipo II e tipo III. A recorrência de querogênio tipo III ao longo de D200 e D500 não só salienta a importância da ação de ondas de tempestade na mobilização de sedimentos da plataforma interna para a plataforma externa, mas também indica que fluxos hiperpicnais (Mulder *et al.*, 2003), podem ser responsáveis por carrear sedimentos do continente até as porções mais distais do ambiente marinho raso, plataformal, interpretado para a Formação Ponta Grossa (*Figura 33*).

A mistura de matéria orgânica de origem marinha e continental, embora mais recorrente e expressiva em D200 (*Figura 32*), também é identificada em D500. A contribuição de matéria orgânica alóctone (tipo III) ocorre ao longo do TST e do TSR e pode ser considerada a principal razão para que os maiores picos de COT de D200 e D500 não coincidam com a profundidade



onde a superfície de inundação máxima (SIM) foi posicionada. Durante a SIM, espera-se a maior taxa de produtividade orgânica marinha (alóctone), todavia, os processos responsáveis pelo aporte de matéria orgânica continental podem estar sendo controlados por outros fatores (*e.g.*, clima e tectônica).

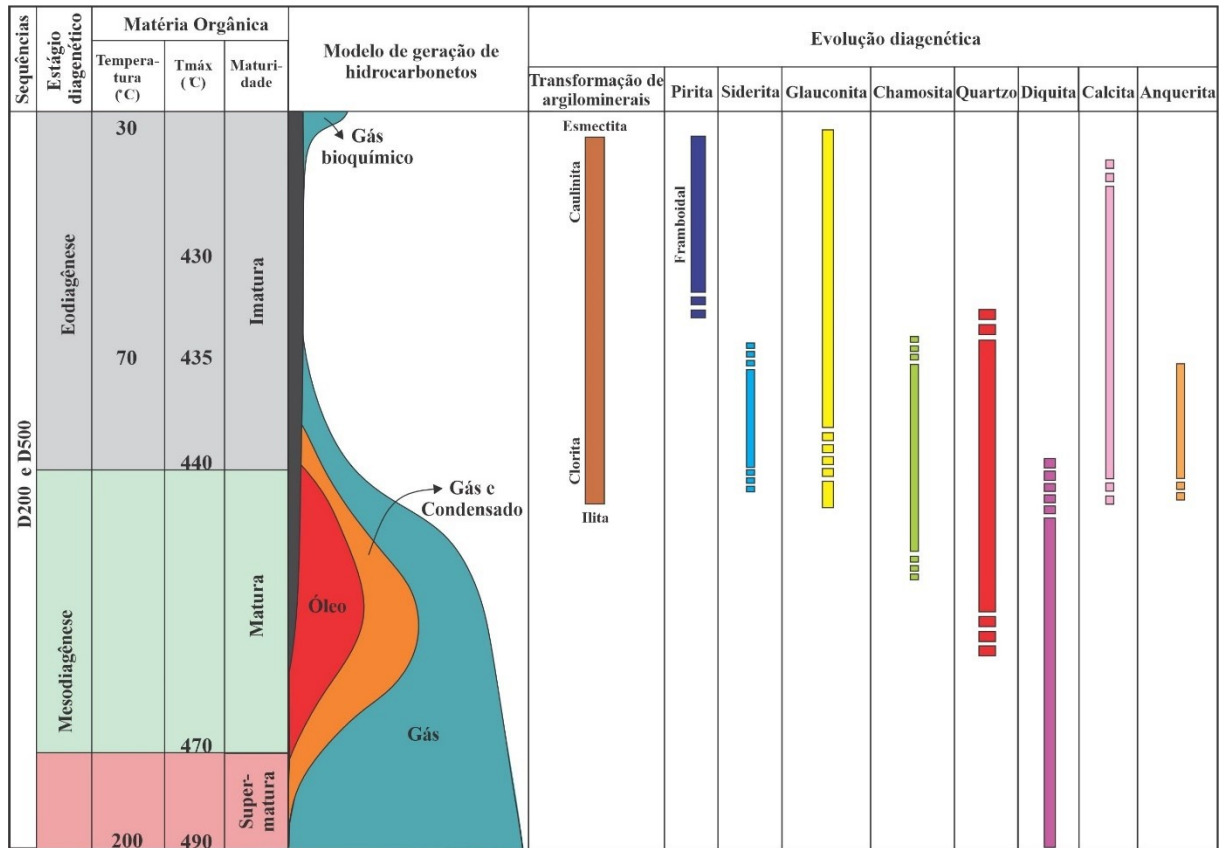
A principal particularidade com relação ao tipo de matéria orgânica ocorre no TSR de D200, que exibe, pontualmente, matéria orgânica de origem lacustre (tipo I – *Figura 32A*). Apesar da pouca recorrência, a presença de matéria orgânica tipo I permite aventar que durante eventos regressivos a circulação marinha se tornava bastante restrita e, sob condições climáticas úmidas, instalavam-se sistemas lacustres, que perduram tempo suficiente para serem reconhecidos no registro geológico, como observado neste estudo de caso. Além disso, D500 apresenta, comparativamente, maior abundância de matéria orgânica tipo II em relação a D200 (veja a disposição das amostras analisadas na *Figura 32*). Este fato, combinado com a idade de deposição (*q.v.* item 6.1) e com a composição (*q.v.* item 6.2), reforça que, em D500, o nível de mar atingiu um nível mais elevado do que em D200.

Além de proporcionar um melhor entendimento dos processos sedimentares e da dinâmica deposicional de sistemas dominados por rochas de granulometria fina, os dados geoquímicos têm uma grande importância para compreensão da capacidade de geração dessas rochas (*Figura 38*). Para isto, além das condições de deposição e preservação da matéria orgânica, deve-se considerar o tipo de matéria orgânica presente, seu potencial de geração e o grau de evolução térmica.

O grau de evolução térmica, pode ser mensurado através de análises voltadas para a matéria orgânica (*Tabela 4*), mas também existem importantes indicadores diagenéticos.

A eodiagênese, caracterizada nas sequências analisadas pela presença de minerais como pirita, siderita e glauconita (*Figura 36*), ocorre na mesma faixa de temperatura (~30 e 70 °C /  $T_{máx} < 440$  °C) da geração de gás bioquímico (zona imatura – *Figura 38*). Com o aumento progressivo da profundidade de soterramento e da temperatura, há um avanço na compactação mecânica, atuando principalmente sob os argilominerais (*Figura 38*) e a matéria orgânica (Wang *et al.*, 2015). Os fluidos liberados pelos argilominerais durante a compactação torna o meio ácido e ocorrem as primeiras transformações da matéria orgânica em querogênio (Metwally e Chesnokov, 2012).

Figura 38. Evolução térmica das sequências D200 e D500, representando a relação entre T<sub>máx</sub>, IP e a formação dos minerais durante a evolução diagenética.



Fonte: Autoria Própria

A mesodiagénesse (*Figura 36*), que ocorre sob condições de temperatura maiores (> 70 °C), com T<sub>máx</sub> equivalente de 440 – 490 °C, remetendo as zonas maduras e supermatargas, onde ocorre a geração de óleo, condensado e gás termogênico (*Figura 38*). Este estágio diagenético é caracterizado, ao longo das sequências D200 e D500, por processos como: sobrecrecimento de quartzo e precipitação de illita, chamosita, diquita, calcita e anquerita (*Figuras 36 e 38*).

Em sucessões ricas em matéria orgânica, o sobrecrecimento de quartzo pode ser intensificado pela pressão de fluidos durante o transporte de ácidos orgânicos, gerados a partir da transformação da matéria orgânica (Metwally e Chesnokov, 2012). Ao final dessa fase, a redução da acidez pode resultar na formação de cimentos como calcita e anquerita (Guo e Mao, 2019).

Dentre os minerais e argilominerais formados na mesodiagénesse é preciso destacar aqueles considerados geotermômetros, ou seja, minerais que, devido às suas propriedades

físico-químicas, podem ser utilizados para estimar as temperaturas em que se formaram ou recristalizaram. Neste caso, destaca-se a presença de interstratificado esmectita-illita, a ocorrência simultânea de caulinita e diquita, além de chamosita (*Figuras 36 e 38*).

Como não ocorreu a transformação completa de esmectita para illita e, tampouco, de caulinita para diquita, aventa-se que a temperatura atingida durante a mesodiagenese não ultrapassou os 130 °C (Hower *et al.*, 1976; Hoffman e Hower, 1979; Ehrenberg *et al.*, 1993; BjØrlykke, 1998), temperatura equivalente a uma T<sub>máx</sub> de aproximadamente 440 °C, marcando a transição entre a zona imatura e matura (*Figura 38*), resposta similar foi obtida pelas análises de Pirólise de Rock Eval, conforme pode ser observado nas *Figuras 29 e 30*.

A chamosita tem algumas particularidades com relação a sua gênese e, segundo autores como Esposito e Whitney, 1995 e Rivas-Sanchez *et al.*, 2006, pode ser considerada como indicador do aumento gradual do aquecimento através da proximidade com rochas intrusivas e/ou estar associada a uma fase hidrotermal. Isto pode ser aventado, especialmente para D500 que, de acordo com Maia *et al.* (2021), apresenta percentuais mais elevados deste mineral.

Sabendo que a Bacia do Paraná, uma bacia paleozoica de interior cratônico (Milani *et al.*, 2007), tem um gradiente geotérmico de aproximadamente 35 °C/km e que a maior profundidade analisada neste estudo de caso, na base de D200, é de 345,3 m, conclui-se que uma fonte adicional de calor é necessária para atingir a temperatura de até 130 °C. Esta temperatura extra é decorrente de intrusões do Magmatismo Serra Geral. Trabalhos como o de Meneguzzo e Melo (2013), que descrevem soleiras de diabásio com espessura de cerca de 10 m associadas à Formação Ponta Grossa, na borda leste da bacia, região do Arco de Ponta Grossa (*Figura 1*), confirmam a interpretação. A influência de corpos ígneos ajuda a compreender a variação observada em T<sub>máx</sub> (*Figuras 29 e 30*), que exibe valores diminuídos (zona imatura) e aumentados (zona matura, *Tabela 4*).

As particularidades associadas a evolução térmica, com muitos indícios de que as rochas analisadas não atingiram as condições ideais de temperatura para a geração, e sabendo do elevado percentual de matéria orgânica do tipo III, não há elementos que indiquem condições muito favoráveis para a geração de óleo e/ou gás. Estas condições (*e.g.*, COT bom a muito bom, PG moderado a bom, S2 moderado a bom e T<sub>máx</sub> e IP indicando zonas maduras – *Tabelas 1, 2 e 3*) são atingidas pontualmente ao longo das sequências, mas, em geral, concentram-se no TST, associadas as fácies argilosas M1 e M2 (em D200) e, também, as fácies heterolítica H1, H2 e H3 (em D500), como indica a relação entre COT e S2 exibida na *Figura 31*. No TST de

D200, as condições de geração são mais adequadas para gás e condensado devido a recorrência de matéria orgânica do tipo III, com elevados valores de IH (*Tabela 3 e Figura 29*). Já no TST de D500 há uma maior ocorrência de matéria orgânica do tipo II, o que favorece a geração de óleo e/ou gás (*Figura 30*).

Pontualmente, no TSR de D200, associado a fácies M1, tem-se matéria orgânica de melhor qualidade para geração de óleo (tipo I). Além disso, registra-se altos valores de COT, S2 e PG e, de acordo com T<sub>máx</sub> e IP, encontra-se em uma zona madura. Ao longo do TSR de D500 também é possível encontrar condições favoráveis para a geração (querogênio do tipo II, com PG moderado a bom, S2 moderado a bom e COT bom, classificados através da T<sub>máx</sub> e IP como maduros), normalmente associadas com as fácies M2, H1 e H2, contudo, de forma muito pontual e esparsa.

## 7. CONCLUSÃO

Considerando a concepção dos modelos deposicional, estratigráfico, diagenético e geoquímico compilados neste estudo para as rochas da Formação Ponta Grossa (Devoniano da Bacia do Paraná), destaca-se a importância de abordagens detalhadas que integrem diferentes técnicas de estudo para uma melhor compreensão das rochas de granulometria fina.

A descrição de microtextura e microtrama revelou-se essencial para o refinamento das informações macroscópicas e, conseqüentemente, para a interpretação dos mecanismos deposicionais das rochas finas. Exemplos disso são o detalhamento da fácies M2 a partir das microfácies M2a e M2b e da fácies M3 através das microfácies M3a e M3b, que apresentam características muito particulares que não foram identificadas em escala de amostra de mão.

Outros fatores essenciais para este estudo foram as análises detalhadas da textura, incluindo a argilosidade, e sua relação com o índice de bioturbação (IB). O IB foi utilizado como aspecto diagnóstico das fácies e microfácies e mostrou-se relevante na compreensão do ambiente de sedimentação, permitindo realizar inferências sobre variações na taxa de sedimentação e sobre a circulação de oxigênio no meio, confirmadas posteriormente pelas razões COT/S

As fácies e microfácies indicam uma deposição em ambiente marinho raso, plataformal, entre o *shoreface* (médio a inferior) e o *offshore* (superior a inferior), sujeito à ação constante

de ondas de tempestade. Tais dados, complementados pelo tipo de matéria orgânica, permitem avariar a ação de fluxos trativos e/ou gravitacionais (*e.g.*, ação de correntes, turbiditos), bem como de fluxos hiperpicnais influenciando a sedimentação das rochas analisadas.

Considerando o arcabouço estratigráfico sequencial, ou seja, as sequências T-R de 3ª ordem D200 e D500 definidas por Plantz (2021) e analisadas em detalhe neste estudo, o padrão de ocorrência das fácies permite detalhar a relação entre taxa de criação de espaço de acomodação e aporte sedimentar. Isso ressalta tanto as similaridades quanto as particularidades de cada sequência (*e.g.*, diferentes aportes de sedimentos sílticos durante a subida do nível do mar) e de cada trato de sistema (TST e TSR). Nesse contexto, é importante mencionar que elementos como a presença de níveis de sideritização e o padrão de empilhamento das fácies foram essenciais para o confirmar o posicionamento da SIM.

A fim de obter uma melhor compreensão sobre as potencialidades da Formação Ponta Grossa como geradora de óleo e/ou gás, análises de COT e Pirólise de Rock-Eval, foram integradas com dados texturais, mineralógicos e estratigráficos. As fácies caracterizadas apresentam uma boa correlação com os valores de COT, indicando as condições mais favoráveis para a preservação de matéria orgânica; os tratos de sistema exibem uma boa correspondência com dados de COT/S, indicadores de condições redutoras e oxidantes; e a evolução diagenética, especialmente, a presença de minerais geotermômetros, mostraram boa correlação com a faixa de temperatura indicada por  $T_{máx}$ , permitindo uma compreensão ampla (tanto inorgânica quanto orgânica) acerca das modificações impostas aos depósitos com o avanço progressivo do soterramento e/ou aumento da temperatura.

A análise integrada proposta neste estudo resultou em um detalhamento paleoambiental, permitindo uma compreensão dos processos deposicionais e pós-deposicionais associados a sistemas dominados por sedimentos finos, e exploratório. Apesar de não exibir condições explicitamente favoráveis para a geração, algo associado, principalmente a qualidade da matéria orgânica preservada e ao grau de maturidade térmica, as fácies mais argilosas presentes nos TST's reúnem as condições mais favoráveis para a geração de hidrocarbonetos.

Assim, os resultados deste estudo não apenas aprofundam a compreensão dos processos geológicos na Formação Ponta Grossa, mas também servem como uma base para futuras investigações que busquem propor novas discussões, com abordagens detalhadas e integradas, sobre o potencial de geração atrelado às bacias brasileiras de interior cratônico.

## 8. REFERÊNCIAS

- ALLER, R. C. et al. Diagenesis of Fe and S in Amazon inner shelf muds: apparent dominance of Fe reduction and implications for the genesis of ironstone. *Continental shelf research*, v. 6, n. 1-2, p. 263-289, 1986. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(86\)90064-6](https://doi.org/10.1016/0278-4343(86)90064-6).
- ASSINE, M. L. Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil. 1996. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.
- ASSINE, M. L. Fácies, icnofósseis, paleocorrentes e sistemas deposicionais da Formação Furnas, no flanco sudeste da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p. 357-370, 1999. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.199929357370>.
- BEAUFORT, D. et al. Kaolinite-to-dickite reaction in sandstone reservoirs. *Clay Minerals*, v. 33, p. 297-316, 1998. <https://doi.org/10.1180/claymin.1998.033.2.12>.
- BERGAMASCHI, S. Análise estratigráfica do Siluro-Devoniano (formações Furnas e Ponta Grossa) da Sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil. 1999. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.
- BERGAMASCHI, S.; PEREIRA, E. Caracterização de seqüências deposicionais de 3º ordem para o Siluro-Devoniano na sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil. *Ciência-Técnica-Petróleo*, v. 20, p. 63-73, 2001.
- BERNER, R. A. *Early Diagenesis: A Theoretical Approach*. Princeton: Princeton University Press, 1980. 241 p. <https://doi.org/10.1515/9780691209401>.
- BERNER, R. A. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis: a comment. *Marine Chemistry*, v. 49, p. 121-122, 1995. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(95\)00010-O](https://doi.org/10.1016/0304-4203(95)00010-O).
- BERNER, R. A. Sedimentary pyrite formation. *American Journal of Science*, v. 268, n. 1, p. 1-23, 1970. <https://doi.org/10.2475/ajs.268.1.1>.
- BERTASSOLI Jr., D. J. et al. Biogenic methane and carbon dioxide generation in organic-rich shales from southeastern in Brazil. *International Journal of Coal Geology*, v. 162, p. 1-13, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2016.05.013>.
- BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R.; MARQUES, P. L. P. Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica. *Boletim da UFPR (Geologia)*, v. 18, p. 1-114, 1966.
- 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, p. 15-34, 1998. <https://doi.org/10.1180/claymin.1998.033.1.03>.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G. V.; MURRAY, R. C. *Origin of sedimentary rocks*. Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1972.



BOCARDI, L. B. et al. Diagênese, contexto deposicional e história de soterramento da Formação Rio Bonito, Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 39, n. 3, p. 465-478, 2009. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2009393465478>.

BORGHI, L. Caracterização e análise faciológica da Formação Furnas (Prídoli/Devoniano Inferior) em afloramentos do bordo leste da Bacia sedimentar do Paraná, Estado do Paraná, Brasil. 1993. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1993.

BORGHI, L. Fácies, arquitetura deposicional, tempestitos e o Devoniano da bacia do Paraná. 2002. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.

BORGHI, L. Visão Geral da Análise de Fácies do Ponto de Vista da Arquitetura Depositional. *Boletim do Museu Nacional (Geologia)*, v. 53, p. 1-26, 2000.

BORREGO, J. et al. C/S Ratios in Estuarine Sediments of the Odiel River-mouth, SW Spain. *Journal of Coastal Research*, v. 14, n. 4, p. 1276-1283, 1998.

BRADLEY, J. Zoophycos and umbellula (Pennatulacea): Their synthesis and identity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 13, n. 2, p. 103-128, 1973. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(73\)90039-4](https://doi.org/10.1016/0031-0182(73)90039-4).

BROMLEY, R. G. Trace fossils: biology, taphonomy and applications. 2. ed. Londres: Chapman and Hall, 1996. 361 p. <https://doi.org/10.1007/978-1-4899-2875-7>.

BUATOIS, L. A.; MÁNGANO, M. G. Ichnology: Organism-substrate interactions in space and time. Cambridge: Cambridge University Press, 2011. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511975622>.

BUATOIS, L. A.; MANGÁNO, M. G.; ACEÑOLAZA, F. G. Trazas fósiles: señales de comportamiento en el registro estratigráfico. Trelew: Museo Paleontológico Egidio Feruglio, 2002. 370 p.

CARELLI, T. G. Caracterização de microfácies sedimentares em folhelhos da Formação Ponta Grossa (Devoniano), na borda leste da bacia do Paraná. 2010. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010. [https://doi.org/10.11137/2011\\_2\\_84-104](https://doi.org/10.11137/2011_2_84-104).

CARELLI, T. G.; BORGHI, L. Caracterização de microfácies sedimentares em folhelhos da Formação Ponta Grossa (Devoniano) na borda leste da bacia do Paraná. *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 34, n. 2, p. 84-104, 2011. [https://doi.org/10.11137/2011\\_2\\_84-104](https://doi.org/10.11137/2011_2_84-104).

CASSAGNABERE, A. Caractérisation et interpretation de la transition kaolinite-dickite dans les reservoirs à hydrocarbures de Froy et Rind (Mer du Nord), Norvège. 1998. 238 p. PhD thesis, University of Poitiers.

CHEN, Q. et al. Controlling effect of compaction upon organic matter pore development in shale: A case study on the Lower Paleozoic in southeastern Sichuan Basin and its periphery. *Oil Gas Geology*, v. 42, p. 76-85, 2021.

CORDANI, U. G. et al. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro: Petrobrás, Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello, Setor de Informação Técnica e Propriedade Industrial, 1984.

CURTIS, C. D.; COLEMAN, M. L.; LOVE, L. G. Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite and siderite concretions in complex depositional sequences. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, p. 2321-2334, 1986. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90085-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90085-2).

D'AVILA et al. Ambientes Marinhos Profundos: Sistemas Turbidíticos. In: SILVA, A. J. P.; ARAGÃO, M. A. N. F.; MAGALHÃES, A. J. (Orgs.). *Ambientes de Sedimentação Siliciclásticas do Brasil*. 1. ed. São Paulo: Editora Beca, 2008. p. 244-301.

DAEMON, R. F.; QUADROS, L. P.; SILVA, L. C. Devonian palynology and biostratigraphy of the Paraná Basin. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 21-22, p. 99-130, 1967.

DAI, S.; CHOU, C. L. Occurrence and origin of minerals in a chamosite-bearing coal of Late Permian age, Zhaotong, Yunnan, China. *American Mineralogist*, v. 92, n. 8-9, p. 1253-1261, 2007. DOI: 10.2138/am.2007.2496. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2496>.

DINO, R.; RODRIGUES, M. A. C. Palinomorfos eodevonianos da Formação Furnas, Bacia do Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 67, p. 107-116, 1995.

DROSER, M. L.; BOTTJER, D. J. A semiquantitative field classification of ichnofabric. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 56, n. 4, p. 558-559, 1986. <https://doi.org/10.1306/212F89C2-2B24-11D7-8648000102C1865D>.

DROSER, M. L.; BOTTJER, D. J. Ichnofabric and basin analysis. *Palaios*, v. 6, p. 199-205, 1991. <https://doi.org/10.2307/3514901>.

EHRENBERG, S. N. et al. Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf. *Clay Minerals*, v. 28, p. 325-352, 1993. <https://doi.org/10.1180/claymin.1993.028.3.01>.

EMBRY, A. F. Transgressive-regressive (T-R) sequence stratigraphy. In: ARMENTROUT, J.; ROSEN, N. (Eds.). *Sequence Stratigraphic Models for Exploration and Production: Evolving Methodology, Emerging Models, and Application Histories*. Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions, Proceedings, v. 52, p. 151-172, 2002. <https://doi.org/10.5724/gcs.02.22.0151>.

ESPITALIÉ, J. et al. Método rápido de caracterização das rochas mães, de seu potencial petrolífero e de seu grau de evolução. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, v. 32, p. 23-42, 1977. <https://doi.org/10.2516/ogst:1977002>.

ESPOSITO, K. J.; WHITNEY, G. Thermal effects of thin igneous intrusions on diagenetic reactions in a Tertiary basin of Southwestern Washington. *US Geol Survey Bull* 2085-C, 1995. 36 p.

FERNANDES, A. A. Caracterização sedimentológica e estratigráfica em rochas microclásticas do Devoniano da Bacia do Paraná. 2024. Trabalho de Conclusão de Curso - Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo, 2024.

GAUGRIS, K. A.; GRAHN, Y. New chitinozoan species from the Devonian of the Paraná Basin, south Brazil, and their biostratigraphic significance. *Ameghiniana*, v. 43, n. 2, p. 293-310, 2006.

GAUTIER, D. L. Siderite Concretions: Indicator of Early Diagenesis in Ganimon Shale (Cretaceous). *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, p. 859-871, 1982. <https://doi.org/10.1306/212F8076-2B24-11D7-8648000102C1865D>.

GONÇALVES, C.G., DE ARAÚJO, CARVALHO, M., TRINDADE, V.S., SEDORKO, D., & S.M. (2024). Sedimentary organic matter applied to paleoenvironmental reconstruction of the Devonian of the Paraná Basin, SW Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 651, p. 1-13, 2024. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2024.112395>.

GOULART, E. P.; JARDIM, N. S. Avaliação Geoquímica das Formações Ponta Grossa e Irati - Bacia do Paraná. In: Consórcio CESP/IPT. *Geologia da Bacia do Paraná. Reavaliação da Potenciabilidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos*. São Paulo: Consórcio CESP/IPT, 1982.

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. 11, p. 198, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2011.10.006>.

GRAHN, Y. et al. Palynostratigraphy of the Chapada Group and its significance in the Devonian stratigraphy of the Parana Basin, south Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 354-370, 2010a. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.09.001>

GRAHN, Y. et al. 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*, v. 13, n. 2, p. 89-102, 2010b. <https://doi.org/10.4072/rbp.2010.2.02>.

GRAHN, Y. Silurian and Lower Devonian chitinozoan taxonomy and biostratigraphy of the Trombetas Group, Amazonas Basin, Northern Brazil. *Bulletin of Geosciences*, v. 80, n. 4, p. 245-276, 2005.

GRAHN, Y.; BERGAMASCHI, S.; PEREIRA, E. Middle and Upper Devonian chitinozoan biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay. *Palynology*, v. 26, p. 135-165, 2002. <https://doi.org/10.1080/01916122.2002.9989570>.

GRAHN, Y.; PEREIRA, E.; BERGAMASCHI, S. Silurian and lower Devonian chitinozoan biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay. *Palynology*, v. 24, p. 147-176, 2000. <https://doi.org/10.1080/01916122.2000.9989542>.

GUO, S.; MAO, W. Division of diagenesis and pore evolution of a permian shanxi shale in the ordo's basin. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, v. 182, p. 106351, 2019. DOI: 10.1016/j.petrol.2019.106351. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2019.106351>.

HAQ, B. U.; SCHUTTER, S. R. A chronology of Paleozoic sea-level change. *Science*, v. 322, p. 64-68, 2008. <https://doi.org/10.1126/science.1161648>.

HE, W. et al. Pore types, genesis, and evolution model of lacustrine oil-prone shale: a case study of the Cretaceous Qingshankou Formation, Songliao Basin, NE China. *Scientific Reports*, v. 12, 2022. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-21154-y>.

HEILE, B. G. et al. Hydrothermally induced diagenesis: evidence from shallow marine deltaic sediments, Wilhelmøya, Svalbard. *Geoscience Frontiers*, v. 10, p. 629 - 649, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.02.015>.

HENDRY, J. P. et al. Ankerite Cementation in Deeply Buried Jurassic Sandstone Reservoirs of the Central North Sea. *Journal of Sedimentary Research*, v. 70, n. 1, p. 227-239, 2000. <https://doi.org/10.1306/2DC4090D-0E47-11D7-8643000102C1865D>.

HOFFMAN, J.; HOWER, J. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: Application to the thrust faulted disturbed belt of Montana. In: SCHOLLE, P. A.; SCHLUGER, P. S. (Eds.). *Aspects of Diagenesis*. SEPM Special Publication, v. 26, p. 55-79, 1979. <https://doi.org/10.2110/pec.79.26.0055>.

HOWER, J. et al. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of America Bulletin*, v. 87, p. 725-737, 1976. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1976\)87<725:MOBMOA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<725:MOBMOA>2.0.CO;2).

HUTSKY, A. J.; FIELDING, C. R. The Offshore Bar Revisited: A New Depositional Model for Isolated Shallow Marine Sandstones in the Cretaceous Frontier Formation of the Northern Uinta Basin, Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, v. 86, n. 1, p. 38-58, 2016. <https://doi.org/10.2110/jsr.2015.101>.

KETZER, J. M. et al. Sequence stratigraphic distribution of diagenetic alterations in coal-bearing, paralic sandstones: evidence from the Rio Bonito Formation (Early Permian), southern Brazil. *Sedimentology*, v. 50, p. 855-877, 2003a. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00586.x>.

KETZER, J. M.; MORAD, S.; AMOROSI, A. Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphic framework. In: WORDEN, R. H.; MORAD, S. (Eds.). *Clay Cements in Sandstones*. IAS Special Publication, v. 34, p. 42-59, 2003b.

KRACHLER, R. et al. Relevance of peat-draining rivers for the riverine input of dissolved iron into the ocean. *Science of the Total Environment*, v. 408, p. 2402-2408, 2010. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2010.02.018>.

KUEHL, S. A. et al. Millimeter scale sedimentary structure of fine-grained sediments: Examples from continental margin environments. In: BENNETT, R. H.; BRYANT, W. R.; HULBERT, M. H. (Eds.). *Microstructure of Fine-Grained Sediments*. New York: Springer-Verlag, 1991. p. 33-45. [https://doi.org/10.1007/978-1-4612-4428-8\\_3](https://doi.org/10.1007/978-1-4612-4428-8_3).

LAENEN, B.; CRAEN, M. Eogenetic Siderite as an Indicator for Fluctuations in Sedimentation Rate in the Oligocene Boom Clay Formation (Belgium). *Sedimentary Geology*, v. 163, p. 165-174, 2004. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(03\)00177-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00177-5).

LANGE, F. W.; PETRI, S. The Devonian of the Paraná Basin. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 21-22, p. 5-55, 1967.

- LANSON, B. et al. Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: a review. *Clay Minerals*, v. 37, p. 1-22, 2002. <https://doi.org/10.1180/0009855023710014>.
- LI, Z.; SCHIEBER, J. Detailed facies analysis of the Upper Cretaceous Tununk Shale Member, Henry Mountains Region, Utah: Implications for mudstone depositional models in epicontinental seas. *Sedimentary Geology*, v. 364, p. 141-159, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.015>.
- LOBATO, G.; BORGHI, L. Análise estratigráfica da Formação Furnas (Devoniano Inferior) em afloramentos da borda leste da Bacia do Paraná. In: *Anais do Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás*, 3, 2005, Salvador. Salvador, 2005. p. 1-6.
- LOBOZIAK, S. et al. Miospore evidence for pre-Emsian and latest Famennian sedimentation in the Devonian of the Paraná Basin, south Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 67, n. 3, p. 391-392, 1995.
- LOBOZIAK, S. et al. Miospores du Dévonien Moyen et Supérieur du Bassin du Parana, Brésil: Systématique et Stratigraphie. *Science Géologique Bulletin*, v. 41, n. 3-4, p. 351-377, 1988. <https://doi.org/10.3406/sgeol.1988.1803>.
- LOBOZIAK, S. et al. Reassessment of Viséan miospore biostratigraphy in the Paraná Basin, Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 104, n. 2, p. 143-155. 1998. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(98\)00051-7](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(98)00051-7).
- LOVE, L. G.; AMSTUTZ, G. C. Review of microscopic pyrite from the Devonian Chattanooga Shale and Rammelsberg Banderz. *Fortschritte der Mineralogie*, v. 43, p. 273-30, 1966.
- MACQUAKER, J.; KELLER, M. A.; DAVIES, S. J. Algal blooms and "marine snow": Mechanisms that enhance preservation of organic carbon in ancient fine-grained sediments. *Journal of Sedimentary Research*, v. 80, p. 934-942, 2010. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.085>.
- MAIA, M.F.B. et al. Análise mineralógica dos sedimentos devonianos da Formação Ponta Grossa, Bacia do Paraná: estudos paleoambientais e perspectiva de geração não-convencional. *Geociências*, v. 40, p. 551-566, 2021. <https://doi.org/10.5016/geociencias.v40i02.15488>.
- MAYNARD, J. B. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *The Journal of Geology*, v. 100, p. 279-289, 1992. <https://doi.org/10.1086/629632>.
- MCILROY, D. *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*. London: Geological Society, 2004. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.228.01.01>.
- MELO, J. H. G. The Malvinokaffric Realm in the Devonian of Brazil. In: MCMILLAN, N. J.; EMBRY, A. F.; GLASS, D. J. (Eds.). *Devonian of the World: Proceedings of the 2nd International Symposium on the Devonian System*. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, 1988. p. 669-703. (Memoir 14).
- MENEGUZZO, P. M.; MELO, M. S. Carta de susceptibilidade a processos geoambientais no espaço urbano de Ponta Grossa, PR: cabeceiras do arroio Olarias. *Revista Geociências - UNG-Ser*, v. 8, n. 6, p. 30-43, 2013. Disponível em: <https://revistas.ung.br/index.php/geociencias/article/view/1423>. Acesso em: 10 jul. 2024.

MENEZES, S. E. *Minerais Comuns e de Importância Econômica: Um Manual Fácil*, Segunda Edição. Oficina de Textos, 144 p., 2012.

MENON, K. Origin of Diagenetic Pyrite in the Quilon Limestone, Kerala, India. *Nature*, v. 213, p. 1219-1220, 1967. <https://doi.org/10.1038/2131219a0>.

METWALLY, Y. M.; CHESNOKOV, E. M. Clay mineral transformation as a major source for authigenic quartz in thermo-mature gas shale. *Applied Clay Science*, v. 55, p. 138-150, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.clay.2011.11.007>.

MILANI, E. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (org.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flavio Marques de Almeida*. São Paulo, 2004. p. 265-279.

MILANI, E. J. et al. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências - Petrobras*, v. 15, p. 265-287, 2007. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1985287292>.

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, 1997.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Paleozoic orogenies in southwestern Gondwana and the subsidence cycles of the Parana Basin/Orogenias paleozoicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 4, p. 473-484, 1998. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1998473484>.

MILANI, E. J.; ZÁLAN, P. V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 199-205, 1999. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1999/v22i3/007>.

MORAD, S. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. *International Association of Sedimentologists*, v. 26, p. 1-26, 1998. <https://doi.org/10.1002/9781444304893.ch1>.

MORAD, S. et al. Diagenesis and formation-water chemistry of Triassic reservoir sandstones from southern Tunisia. *Sedimentology*, v. 41, p. 1253-1272, 1994. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb01452.x>.

MORAD, S. et al. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, v. 94, p. 1267-1309, 2010. <https://doi.org/10.1306/04211009178>.

MORAD, S.; KETZER, J. R. M.; DE ROS, L. F. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, v. 47, p. 95-120, 2000. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00007.x>.

MOREIRA, A. L. Caracterização estratigráfica do intervalo inferior da Formação Ponta Grossa (Devoniano) em um testemunho de sondagem na borda leste da Bacia do Paraná. 2019. 127 f. Dissertação (Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.



MULDER, T. et al. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits: a review. *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 861-882, 2003. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.01.003>.

MUNSELL SOIL COLOR BOOK. Munsell Soil-Color Charts with genuine Munsell color chips. Boulder: The Geological Society of America, 2012.

MURO, V. J. G. et al. Early Devonian miospores and organic geochemistry from the Alto Garças subbasin (Paraná Basin), Brazil: biostratigraphic, paleogeographical and paleoenvironmental implications. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 274, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2019.104150>.

PEREIRA, E.; BERGAMASCHI, S. Estudo da evolução tectono-sedimentar das sequências ordoviciana, siluriana e devoniana nas sub-bacias de Apucarana e Alto Garças, Bacia do Paraná, Gondwana Ocidental. In: Simpósio Sul-Americano do Siluro-Devoniano. Estratigrafia e Paleontologia, 1, 1996, Ponta Grossa. Anais. Ponta Grossa: PMPG/UEPG/UFPR, 1996. p. 289-287.

PETERS, K. E.; CASSA, M. R. Applied source rock geochemistry. In: MAGOON, L. B.; DOW, W. (Eds.). *The Petroleum System from Source to Trap*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, p. 93-120, 1994. <https://doi.org/10.1306/M60585C5>.

PETRI, S. Contribuição ao estudo do Devoniano Paranaense. *Boletim da Divisão Geologia e Mineralogia, DNPM*, v. 129, p. 125, 1948.

PICARD, M. D. Classification of fine-grained sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, v. 41, n. 1, p. 179-195, 1971. <https://doi.org/10.1306/74D7221B-2B21-11D7-8648000102C1865D>.

PLANTZ, J. B. Análise estratigráfica de uma sucessão de folhelhos da Formação Ponta Grossa (Devoniano da Bacia do Paraná) e implicações no estudo de reservatórios não convencionais. 2021. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

PLANTZ, J. B. et al. Uso de espectrometria de raios-gama aplicado à caracterização de sucessões argilosas: Estudo de caso em um intervalo Devoniano da borda leste da Bacia do Paraná, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, v. 48, n. 1, p. e099087, 2021. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.99087>.

POTTER, P. E.; MAYNARD, J. B.; DEPETRIS, P. J. *Mud and Mudstones: Introduction and Overview*. Berlin: Springer-Verlag, 2005. <https://doi.org/10.1007/b138571>.

RAMOS, A. N. Aspecto paleo-estruturais da Bacia do Paraná e sua influência na sedimentação. *Boletim Técnico da Petrobrás*, v. 13, n. 3-4, p. 85-93, 1970.

RAMOS, V. et al. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, v. 5, p. 855-880, 1986. <https://doi.org/10.1029/TC005i006p00855>.

REINECK, H. E.; WUNDERLICH, Friedrich. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, v. 11, p. 99-104, 1968. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1968.tb00843.x>.

REIS, M. C.; PLANTZ, J. B.; BORGHI, L. Caracterização sedimentológica e geoquímica de rochas microclásticas em um arcabouço estratigráfico sequencial: Um estudo de caso da Formação Ponta Grossa, Devoniano da Bacia do Paraná. *Pesquisas em Geociências - UFRGS*, v. 50, n. 4, 2023. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.135669>.

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. <https://doi.org/10.1186/BF03352635>.

RUIZ CRUZ, M. D.; ANDREO, B. Genesis and transformation of dickite in permo-triassic sediments (Betic Cordilleras, Spain). *Clay Minerals*, v. 31, p. 133-152, 1996. <https://doi.org/10.1180/claymin.1996.031.2.01>.

SAND, L. B. On the genesis of residual kaolins. *American Mineralogist*, v. 41, p. 28, 1958.

SANTOS, L. T. S. Palinofácies e geoquímica orgânica do Meso-Devoniano: uma correlação entre as Bacias do Paraná e Parnaíba. 2017. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-graduação em Geoquímica: Petróleo e Meio Ambiente, Universidade Federal da Bahia, 61p. Disponível em: <http://repositorio.ufba.br/ri/handle/ri/28944>. Acesso em: 12 jun. 2024

SANTOS, R. V. et al. Geochemical and thermal effects of a basic sill on black shales and limestones of the Permian Irati Formation. *Journal of South American Earth Science*, v. 28, p. 14-24, 2009. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.12.002>.

SAVDRA, C. E.; BOTTJER, D. J. Trace-fossil model for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters: Application to upper cretaceous Niobrara Formation, Colorado. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 74, n. 1-2, p. 49-74, 1989. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(89\)90019-9](https://doi.org/10.1016/0031-0182(89)90019-9).

SCHIEBER, J. Sedimentary pyrite: A window into the microbial past. *Geology*, v. 30, n. 6, p. 531-534, 2002. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0531:SPAWIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0531:SPAWIT>2.0.CO;2).

SCHIEBER, J.; SOUTHARD, J. B.; THAISEN, K. G. Accretion of mudstone beds from migrating floccule ripples. *Science*, v. 318, p. 1760-1763, 2007. <https://doi.org/10.1126/science.1147001>.

SCHMID, S.; WORDEN, R. H.; FISHER, Q. J. Diagenesis and reservoir quality of the Sherwood Sandstone (Triassic), Corrib Field, Slyne Basin, west of Ireland. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 21, n. 3, p. 299-315, 2003. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.11.015>.

SEDORKO, D. et al. Chronostratigraphy and environment of Furnas Formation by trace fossil analysis: calibrating the lower Paleozoic Gondwana realm in the Paraná Basin (Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 487, p. 307-320, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.09.016>.

SEDORKO, D. et al. Glossifungites suites and tubular tempestites in Devonian shallow-marine deposits from Paraná Basin. In: CONSOLE-GONELLA, C.; VALAIS, S. de; DÍAZ-MARTÍNEZ, I.; CITTON, P.; VERDE, M.; MCILROY, D. (org.). *Ichnology in Shallow-marine and Transitional Environments*. 2023.

SEDORKO, D. et al. Paleoenvironments of a regressive Devonian section from Paraná Basin (Mato Grosso do Sul state) by integration of ichnologic, taphonomic and sedimentologic analyses. *Braz. J. Genet.*, v. 48, p. 805-820, 2018a. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820180021>.

SEDORKO, D.; BOSETTI, E. P.; NETTO, R. G. An integrative ichnological and taphonomic approach in a transgressive-regressive cycle: a case study from Devonian of Paraná Basin, Brazil. *Lethaia*, v. 51, p. 15-34, 2018b. <https://doi.org/10.1111/let.12219>.

SEDORKO, D.; NETTO, R. G.; HORODYSKI, R. S. Tracking Silurian-Devonian events and paleobathymetric curves by ichnologic and taphonomic analyzes in the southwestern Gondwana. *Global Planetary Change*, v. 179, p. 43-56, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.05.007>.

SEDORKO, D.; NETTO, R. G.; SAVDRA, C. E. Ichnology applied to sequence stratigraphic analysis of Siluro-Devonian mud-dominated shelf deposits, Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 83, p. 81-95, 2018c. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.02.008>.

SELLEY, R. C. *Applied sedimentology*. 2. ed. Amsterdam: Elsevier, 2000.

SILVA, A. et al. Geoquímica Orgânica dos Folhelhos da Formação Ponta Grossa, Região do Município de Dom Aquino, Mato Grosso, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*, v. 43, 2020. [https://doi.org/10.11137/2020\\_4\\_341\\_349](https://doi.org/10.11137/2020_4_341_349).

SILVA, G. A. Caracterização geoquímica orgânica das rochas geradoras de petróleo das formações Irati e Ponta Grossa da Bacia do Paraná. 2007. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Química, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2007.

SMITH, J. T.; EHRENBERG, S. N. Correlation of carbon dioxide abundances with temperatures in clastic hydrocarbon reservoirs: relationships to inorganic chemical equilibrium. *Marine and Petroleum Geology*, v. 6, p. 129-135, 1989. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(89\)90016-0](https://doi.org/10.1016/0264-8172(89)90016-0).

SOARES, P. Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná - Controles. 1991. Disponível em: 10.13140/RG.2.1.1089.5842.

SOUZA, M. S. P. et al. Caracterização Geoquímica e Bioestratigráfica das Superfícies de Inundação Marinha da Seção Meso-Neodevoniana, na Região de Dom Aquino (MT), Noroeste da Bacia do Paraná, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 36, n. 1, p. 15-25, 2013. [https://doi.org/10.11137/2013\\_1\\_15\\_25](https://doi.org/10.11137/2013_1_15_25).

TANG, D. et al. Ferruginous seawater facilitates the transformation of glauconite to chamosite: An example from the Mesoproterozoic Xiamaling Formation of North China. *American Mineralogist*, v. 102, p. 2317-2332, 2017. <https://doi.org/10.2138/am-2017-6136>.

TISSOT, B. P.; WELTE, D. H. *Petroleum Formation and Occurrence*. 2. ed. Berlin: Springer, 1984. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-87813-8>.

TISSOT, B. P.; WELTE, D. H. *Petroleum Formation and Occurrence*. Berlin: Springer, 1978. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-96446-6>.

TYSON, R. V. *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. Kluwer Academic, Dordrecht, Holland. 1995. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-0739-6>.

VAN WAGONER, J. C. et al. *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies*. AAPG Methods in Exploration Series, n. 7. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 1990. 55 p. <https://doi.org/10.1306/Mth7510>.

VAN, K. I.; MUCHEZ, P. H.; VIAENE, W. Clay mineralogical variations and evolutions in sandstone sequences near a coal seam and shales in the Westphalian of the Campine Basin (NE Belgium). *Clay Minerals*, v. 33, n. 1, p. 159-169, 1998. <https://doi.org/10.1180/000985598545345>.

VELDE, B. Composition and mineralogy of clay minerals. In: VELDE, B. (Ed.). *Origin and Mineralogy of Clays*. New York: Springer-Verlag, 1995. p. 8-42. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-12648-6\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-662-12648-6_2).

WALKER, R. G. Facies Models Revisited: Introduction. In: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. (Eds.). *Facies Models Revisited*. Tulsa Society for Sedimentary Geology, SEPM Special Publication, v. 84, p. 1-18, 2006. <https://doi.org/10.2110/pec.06.84.0001>.

WANG, X. P.; MOU, C. L.; WANG, Q. Y. Diagenesis of black shale in longmaxi formation, southern Sichuan basin and its periphery. *Acta Petrolei Sinica*, v. 36, p. 1035-1047, 2015.

WENIGER, P. et al. High-pressure methane and carbon dioxide sorption on coal and shale samples from the Paraná Basin, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, v. 84, p. 190-205, 2010. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2010.08.003>.

WILSON, R. D.; SCHIEBER, J. Muddy prodeltaic hyperpynites in the lower Genesee Group of Central New York, USA: Implications for mud transport in epicontinental seas. *Journal of Sedimentary Research*, v. 84, p. 866-874, 2014. <https://doi.org/10.2110/jsr.2014.70>.

WILSON, R. D.; SCHIEBER, J. Sedimentary facies and depositional environment of the Middle Devonian Genesee Formation of New York, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, v. 85, n. 11, p. 1393-141, 2015. <https://doi.org/10.2110/jsr.2015.88>.

WORDEN, R. H.; BURLEY, S. Sandstone Diagenesis: The Evolution of Sand to Stone. In: BURLEY, S. D.; WORDEN, R. H. (Eds.). *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient*. Reprint Series of the International Association of Sedimentologists. New York: Blackwell Publishing Ltd., p. 3-44. 2003. <https://doi.org/10.1002/9781444304459.ch>.

WORDEN, R. H.; MORAD, S. Clay minerals in sandstones: a review of the detrital and diagenetic sources and evolution during burial. In: WORDEN, R. H.; MORAD, S. (Eds.). *Clay Mineral Cement in Sandstones*. International Association of Sedimentologists Special Publication, v. 34, p. 3-41, 2003.

WORDEN, R. H.; MORAD, S. Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. In: WORDEN, R. H.; MORAD, S. (Eds.). *Quartz Cementation in Sandstones*. International Association of Sedimentologists Special Publication, 2000. p. 1-20. <https://doi.org/10.1002/9781444304237>.

YAWAR, Z.; SCHIEBER, J. On the origin of silt laminae in laminated shales. *Sedimentary Geology*, v. 360, p. 22-34, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.09.001>.

ZALÁN, P. V. et al. Bacia do Paraná. In: *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobras, p. 135-169. 1990.

ZALÁN, P. V. et al. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In: *Anais do Simpósio Sul Brasileiro de Geologia*, 3, 1987, Curitiba. Curitiba, 1987. p. 441-447.

ZALÁN, P. V. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: V. MANTESSO NETO; A. BARTORELLI; C.D.R. CARNEIRO; B.B.B. NEVES (EDS.). *Geologia do Continente Sul- Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo: Beca, p. 595-612, 2004.

ZANOTTO, O. A. Erosão pós-Cretáceo na Bacia do Paraná, com base em dados de reflectância da vitrinita. In: *Anais do Simpósio Sul Brasileiro de Geologia*, 5, 1993, Curitiba. Curitiba, 1993. p. 58-58.