
Artigo de Pesquisa

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

Sedimentological and geochemical characterization of microclastic rocks in a sequential stratigraphic framework: A case study of the Ponta Grossa Formation, Devonian of the Paraná Basin

Maria Clara dos REIS Rodrigues¹, Josiane Branco PLANTZ^{1,2} & Leonardo Fonseca BORGHI de Almeida²

¹Universidade Federal de Uberlândia (UFU), Instituto de Geografia, Curso de Geologia, Campus de Monte Carmelo, Minas Gerais, Brasil. E-mail: maria.rodrigues2@ufu.br; josianeplantz@gmail.com.

²Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed-UFRJ), Rio de Janeiro, Brasil. E-mail: lborghi@geologia.ufrj.br.

Resumo: Rochas microclásticas, ou seja, rochas constituídas majoritariamente por partículas < 0,062 mm, apesar de representarem grande parte do registro geológico sedimentar, ainda hoje, carecem de estudos detalhados, principalmente, os que buscam pormenorizar seus aspectos texturais, de difícil observação devido ao tamanho diminuto das partículas, e integrar diferentes técnicas de análise e escalas de investigação. Com base nisto, o presente estudo objetiva a caracterização sedimentológica e geoquímica de rochas microclásticas da Formação Ponta Grossa (Devoniano da Bacia do Paraná), recuperadas em um testemunho de sondagem contínuo, considerando o arcabouço estratigráfico sequencial previamente estabelecido. A caracterização sedimentológica da sucessão, que corresponde a uma sequência T-R, foi realizada em escalas macro- e microscópicas, através de fácies e microfácies, e a caracterização geoquímica feita através de ensaios de carbono orgânico total (COT) e Pirólise Rock-Eval. As fácies (M1, M2, M3 e H1), caracterizadas através de aspectos texturais e índice de bioturbação, e microfácies (M1a, M2a, M3a, M3b e M3c), que representam um detalhamento das fácies, quando observadas em escala de lâmina petrográfica, apontam para deposição em um ambiente marinho raso, plataformar, entre o *shoreface* (médio a inferior) e o *offshore* (proximal a distal), sujeito a ação de ondas de tempestade. M1 e M2, fácies que retratam a deposição de mais baixa energia da sucessão analisada, depositadas sob maior lâmina d'água, em contexto transgressivo, indicam que mesmo abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade a sedimentação pode ser bastante dinâmica. 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 indica a recorrência de querogênio tipo III. Localmente, associada ao trato de sistema regressivo, a fácies M1

apresenta matéria orgânica tipo I, de origem lacustre, evidenciando uma significativa restrição na circulação marinha e ratificando a complexidade dos mecanismos deposicionais da Formação Ponta Grossa, ainda pouco compreendidos. A dinâmica deposicional influencia não só na textura das rochas, mas também no tipo e quantidade de matéria orgânica presente. Atribui-se a isto, o fato de a sucessão analisada não apresentar um bom potencial de geração, que é alcançado de forma pontual, preferencialmente em amostras da fácies M1 presentes no trato de sistema transgressivo. Estas, apesar de apresentarem valores elevados de COT (%) e S2 (mg HC/g de rocha), são constituídas por querogênio tipo II e III, mais favorável para a geração de gás, e não atingiram a temperatura necessária para a geração, sendo majoritariamente imaturas.

Palavras-chave: Fácies e microfácies de rochas argilosas; Carbono Orgânico Total (COT); Pirólise Rock-Eval; Testemunho de sondagem.

Abstract: Microclastic rocks, i.e., rocks formed mostly of particles < 0.062 mm, despite representing a large part of the sedimentary geological record, still today, lack detailed studies, especially those that seek to detail their textural aspects, which are difficult to observe due to their small size of particles, and integrate different analysis techniques and investigation scales. Based on this, the present study aims at the sedimentological and geochemical characterization of microclastic rocks from the Ponta Grossa Formation (Devonian of the Paraná Basin), recovered in a continuous drill core, considering the previously established sequential stratigraphic framework. The sedimentological characterization of the succession, which corresponds to a T-R sequence, was carried out on macro- and microscopic scales, through facies and microfacies, and the geochemical characterization was carried out through total organic carbon (TOC) and Rock-Eval Pyrolysis analysis. The facies (M1, M2, M3, and H1), characterized through textural aspects and bioturbation index, and microfacies (M1a, M2a, M3a, M3b, and M3c), which represent a detail of the facies, when observed on thin sections, point to deposition in a shallow marine, shelf environment, between the shoreface (middle to lower) and the offshore (proximal to distal), subject to the action of storm waves. M1 and M2, facies that depict the lowest energy deposition of the analyzed succession, deposited under higher water depths, in a transgressive context, indicate that even below the base level of storm wave action, sedimentation can be quite dynamic. In addition to the constant input of silt from the remobilization of sediments from the inner to the outer platform, in high-energy events, there is an input of continental sediments, as indicated by the recurrence of type III kerogen. Locally, associated with the regressive system tract, facies M1 presents type I organic matter, of lacustrine origin, showing a significant restriction in marine circulation and confirming the complexity of the depositional mechanisms of the Ponta Grossa Formation, which are still poorly understood. Depositional dynamics influence not only the texture of rocks but also the type and amount of organic matter present. This is attributed to the fact that the analyzed succession does not present a good generation potential, which is achieved punctually, preferably in samples from the M1 facies present in the transgressive system tract. These, despite presenting high values of TOC (%) and S2 (mg HC/g of rock), are made up of type II and III kerogen, more favorable for gas generation, and have not reached the necessary temperature for generation, being mostly immature.

Keywords: Facies and microfacies of clayey rocks; Total Organic Carbon (TOC); Rock-Eval Pyrolysis; Drill Core.

1. Introdução

Apesar das rochas microclásticas, ou seja, rochas constituídas majoritariamente por partículas < 0,062 mm, representarem cerca de dois terços de todo o volume de rochas sedimentares do registro geológico (q.v. Potter *et al.*, 2005), os seus mecanismos de transporte e de deposição, bem como sua origem e suas propriedades, são, ainda hoje, pouco compreendidos. Isto pode ser atribuído a dois fatores principais, o primeiro, a sua aparência, na maioria das vezes, monótona, com poucas estruturas sedimentares, o que culmina com descrições generalistas. E o segundo, a ação intempérica, importante agente na obliteração de feições diagnósticas, principalmente em países de clima predominantemente tropical úmido, como o Brasil. Estes dois fatores são responsáveis pelas descrições pouco detalhadas e por inconsistências na classificação das rochas microclásticas, frequentemente realizadas com base nas características herdadas da compactação e do intemperismo (e.g. fissilidade e cor).

Como rochas microclásticas são normalmente fossilíferas, moderada- a intensamente bioturbadas e ricas em matéria orgânica, prioriza-se a realização de estudos de cunho paleontológico e geoquímico, sem atribuir a real importância as variações texturais, que podem ser observadas em escala macro- e, principalmente, microscópica. Apesar das discussões recentes sobre os processos dinâmicos e complexos envolvidos na deposição de rochas de granulometria fina (q.v. Schieber *et al.*, 2007; Schieber, 2011; Wilson & Schieber, 2014; Yawar & Schieber, 2017; Li & Schieber, 2018), a escassez de estudos integrados, que envolvem diferentes técnicas de análise, dificulta a compreensão dos mecanismos e processos sedimentares envolvidos na evolução dos sistemas deposicionais dominados por lama (Cluff, 1980; Ettensohn, 1985; Ettensohn *et al.*, 1988).

Neste contexto, tem-se a Formação Ponta Grossa, unidade litoestratigráfica superior da seção siluro-devoniana da Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 2007). Esta unidade aflora nas bordas leste e noroeste da bacia e é caracterizada essencialmente por siltitos, argilitos e lamitos, que apresentam ou não fissilidade e que podem conter intercalações ou, até mesmo, apresentar camadas de arenitos muito fino a fino, que ora exibem laminação cruzada por onda e laminação cruzada monticulada (*hummocky*) ora encontram-se intensamente bioturbados (Petri, 1948; Lange & Petri, 1967; Assine, 1996; Milani *et al.*, 2007; Plantz *et al.*, 2021). Bem como a grande maioria das seções essencialmente lamosas ao redor do mundo, as rochas da Formação Ponta Grossa carecem de estudos sedimentológicos detalhados. Estes tornam-se ainda mais escassos quando são realizados em escalas macro- e microscópicas e executados considerando o arcabouço estratigráfico sequencial. Dados geoquímicos, apesar de comuns para estas rochas, são apresentados de forma independente, havendo, portanto, uma carência de integração de dados.

Com base nisto, este trabalho tem como objetivo a caracterização sedimentológica, realizada através de fácies e microfácies, e geoquímica, feita através de ensaios de carbono orgânico total (COT) e Pirólise Rock-Eval, de rochas essencialmente microclásticas da Formação Ponta Grossa recuperadas entre ~ 290 e 345 m de profundidade do testemunho do poço 2-TB-1-PR (Tibagi – Fig. 1). De acordo com Plantz (2021), este intervalo corresponde a uma sequência Transgressiva-Regressiva (T-R, *sensu* Embry, 2002) de 3ª ordem (Fig. 1), o que permite uma melhor compreensão sobre as particularidades das rochas que constituem os tratos de sistema transgressivo (TST) e regressivo (RST). Somado a isto, o uso de amostras de subsuperfície, livre dos efeitos do intemperismo, permite identificar com maior acurácia os aspectos texturais e as estruturas sedimentares (hidrodinâmicas e biogênicas), favorecendo uma interpretação mais consistente.

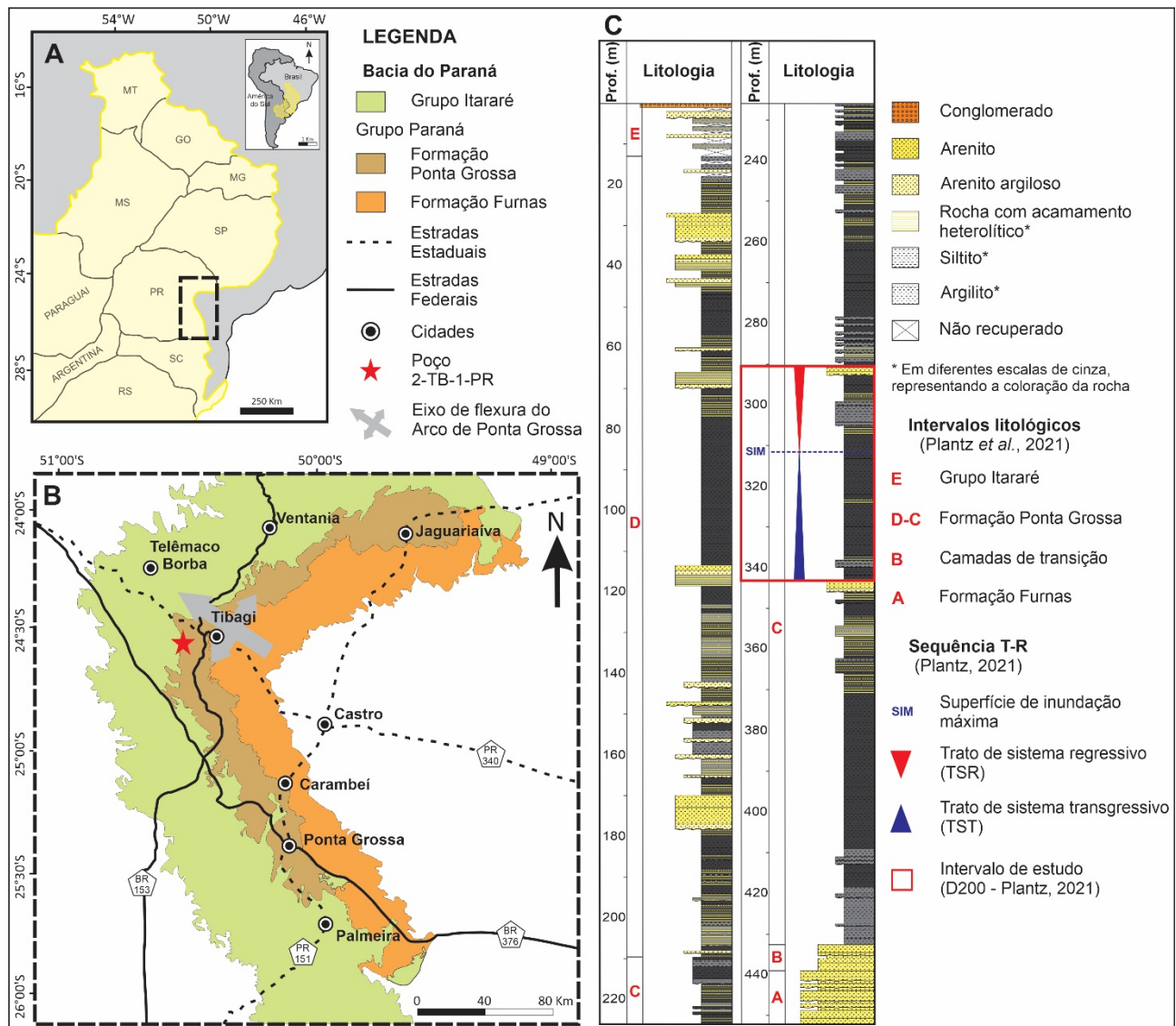


Figura 1. Localização do material de estudo. (A) e (B) Mapa de localização do poço 2-TB-1-PR, perfurado na borda leste da Bacia do Paraná, região do Arco de Ponta Grossa, nas proximidades da cidade de Tibagi, no Estado do Paraná. Note em (B) as unidades litoestratigráficas aflorantes na região. (C) Perfil litológico simplificado do testemunho do poço 2-TB-1-PR, com destaque para os intervalos litológicos e seus significados litoestratigráficos (*sensu* Plantz et al., 2021) e para a sequência Transgressiva-Regressiva (T-R) D200 (*sensu* Plantz, 2021), selecionada para este estudo de caso

Figure 1. Location of study material. (A) and (B) Location map of well 2-TB-1-PR, drilled on the eastern edge of the Paraná Basin, Arco de Ponta Grossa region, close to the city of Tibagi, in the State of Paraná. Note in (B) the lithostratigraphic units outcropping in the region. (C) Simplified lithological profile of the drill core 2-TB-1-PR, highlighting the lithological intervals and their lithostratigraphic meanings (*sensu* Plantz et al., 2021) and the Transgressive-Regressive (T-R) sequence D200 (*sensu* Plantz, 2021), selected for this case study

2. Área de Estudo

2.1 Localização da área e contextualização geológica

O poço 2-TB-1-PR está localizado a aproximadamente 16 km da cidade de Tibagi, ao leste do Estado do Paraná (Fig. 1). O principal acesso ao local, partindo de Curitiba, capital do estado, se dá pelas rodovias federais BR-376 e BR-153 (Rodovia

Transbrasiliana) até a área urbana de Tibagi, em seguida o trajeto é feito pela Rua Frei Gaudêncio e estradas secundárias, normalmente não pavimentadas.

A área está situada na porção leste da Bacia do Paraná, onde há uma notável reentrância associada ao Arco de Ponta Grossa (Fig. 1). Segundo Zalán *et al.* (1987), o arco corresponde a uma feição alongada, com orientação principal NW-SE herdada do embasamento. Seu soerguimento é associado a pulsos ascensionais relacionados à abertura do oceano Atlântico Sul (Zalán *et al.*, 1990) e foi responsável pela remoção de uma sucessão sedimentar de mais de 2.500 m de espessura (Zanotto, 1993), que culminou com a exposição de rochas mais antigas da bacia, dentre elas as siluro-devonianas do Grupo Paraná.

As rochas do Grupo Paraná (Fig. 2) apresentam espessura máxima de ~ 800 m e, normalmente, assentam-se sobre os estratos ordovício-silurianos do Grupo Rio Ivaí, mas também podem ser encontradas diretamente sobre o embasamento cristalino. O topo da unidade é definido por uma discordância regional desenvolvida no final do Devoniano e, sobretudo, no Carbonífero, quando o Gondwana Sul-ocidental experimentou extensa glaciação (Milani & Zalán, 1999; Milani *et al.*, 2007).

Litoestratigrafia				Sequências
Supersequência Paraná	Grupo Paraná	Formação	Membro	
		Ponta Grossa	São Domingos	Devoniano II
			Tibagi	Devoniano I
			Jaguariaíva	
		Furnas	Superior	Siluro-Devoniano
			Média	
			Inferior	Siluriano Inferior

Figura 2. Diagrama litoestratigráfico do Siluriano-Devoniano da Bacia do Paraná (Sedorko *et al.*, 2019 simplificado após Sedorko *et al.*, 2018)

Figure 2. Silurian-Devonian lithostratigraphic diagram of the Paraná Basin (Sedorko *et al.*, 2019 simplified after Sedorko *et al.*, 2018)

O Grupo Paraná é dividido em Formação Furnas, na base, e Formação Ponta Grossa, no topo (Fig. 2). A Formação Furnas atinge até 300 m de espessura e é formada essencialmente por arenitos quartzosos, esbranquiçados, de granulometria variando entre média e grossa, normalmente mal selecionados, com estratificações cruzadas planares, por ondas, espinha de peixe e monticulada (*hummocky*) bem preservadas. Tais 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 & Borghi, 2005). Mais recentemente, Sedorko *et al.* (2017) propuseram, com base na ocorrência de icnofósseis típicos das icnofácies

Skolithos e *Cruziana*, que a Formação Furnas representa, na verdade, um sistema parálico a marinho raso dominado por marés.

Os arenitos da Formação Furnas apresentam assinatura predominantemente transgressiva, que culmina nos pelitos da base da Formação Ponta Grossa, documentando a primeira grande inundação marinha do Devoniano (Assine, 1996; Bergamaschi, 1999; Milani *et al.*, 2007).

Petri (1948) admite que o contato entre as formações Furnas e Ponta Grossa ocorre de forma gradacional, sendo representado pelas “camadas de transição”, que, de acordo com o autor, constituem 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. Já outros autores 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 (Assine, 1996; Bergamaschi, 1999; Grahn *et al.*, 2010). 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.*, 2010; Grahn *et al.*, 2013).

A Formação Ponta Grossa é constituída majoritariamente por rochas sedimentares de granulometria fina (< 0,062 mm), como siltitos, argilitos e lamitos. Tais rochas geralmente apresentam-se laminadas, podendo exibir ou não fissilidade. Possuem abundante conteúdo fóssilífero, 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, ocasionalmente, de tempestade (Milani *et al.*, 2007; Bergamaschi, 1999).

De acordo com Lange & Petri (1967), nas bordas da Bacia do Paraná a Formação Ponta Grossa pode ser dividida nos membros Jaguariaíva (Praguiano - Emsiano), Tibagi (Eifeliano) e São Domingos (Givetiano - Neofrasniano), permanecendo indivisa nas porções distais da bacia, conforme sugere a Figura 2. 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.

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. 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 sequências arenosas do Membro Tibagi, caracterizam o Membro São Domingos, 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 & Pereira, 2001; Milani *et al.*, 2007; Haq & Schutter, 2008).

Reconhecida por ser uma sucessão formada por rochas essencialmente argilosas, ricas em matéria orgânica, a Formação Ponta Grossa exibe valores médios de carbono orgânico total (COT) variando entre 1 e 3%, com predomínio de querogênio dos tipos II e III, resultando em um potencial de geração para hidrocarbonetos baixo a alto. A maturidade térmica das rochas que constituem esta unidade depende da influência de corpos magmáticos intrusivos, associados à Formação Serra Geral, e, 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).

3. Materiais e Métodos

O material de estudo consta de um intervalo de cerca de 55 m de espessura constituído por rochas essencialmente microclásticas da Formação Ponta Grossa, recuperadas entre ~ 290 e 345 m de profundidade do testemunho de sondagem do poço 2-TB-1-PR (Tibagi – Fig. 1), bem como de 10 lâminas petrográficas (Fig. 3), 31 análises de carbono orgânico total (COT) (Fig. 10) e 16 análises de Pirólise Rock-Eval (Fig. 11).

O testemunho do poço 2-TB-1-PR foi obtido por 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 – Fig. 1) e encontra-se armazenado nas dependências do Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). A sondagem alcançou 451,60 m de profundidade e o testemunho contínuo apresenta uma recuperação de aproximadamente 97% (ca. 438,00 m).

O testemunho foi previamente analisado por Plantz *et al.*, (2021), que distinguiram cinco intervalos litológicos, sendo o intervalo A associado à Formação Furnas, o intervalo B corresponde às “camadas de transição” entre as formações Furnas e Ponta Grossa, os intervalos C e D à Formação Ponta Grossa e o intervalo E foi atribuído ao Grupo Itararé (Fig. 1). Os intervalos correspondentes às “camadas de transição” e a Formação Ponta Grossa foram analisados sob o enfoque da estratigrafia de sequências por Plantz (2021), que caracterizou nove sequências transgressivas-regressivas (T-R, *sensu* Embry, 2002). A sucessão analisada neste estudo está localizada na base da Formação Ponta Grossa, intervalo C de Plantz *et al.* (2021), e corresponde a sequência D200 de Plantz (2021 – Fig. 1).

Definido o intervalo de estudo, foi realizada a caracterização sedimentológica em escalas macro- e microscópicas (através de fácies e microfácies). Para a caracterização de fácies sedimentares (*sensu* Borghi, 2000; Walker, 2006), foi feita a descrição macroscópica de detalhe (escala 1:40), considerando aspectos como: textura (litologia, argilosidade, granulometria, seleção e, quando possível, arredondamento), composição (mineralogia), cor (segundo a escala de cores de Munsell, 2012), tipos de contatos estratiais, estruturas sedimentares, conteúdo fóssilífero e índice de icnotrama (*sensu* Droser & Bottjer, 1986; Bottjer & Droser, 1991).

Informações texturais e composicionais macroscópicas foram complementadas por descrições qualitativas de 10 lâminas petrográficas (Fig. 3). As lâminas foram descritas em microscópio de luz transmitida / polarizada e a nomenclatura adotada foi baseada na classificação de rochas finas proposta por Picard (1971), além disso, informações de microtextura, microtrama e composição foram utilizadas para a caracterização das microfácies sedimentares (*sensu* Carelli, 2010).

A caracterização geoquímica foi realizada por meio de análises de carbono orgânico total (COT) e Pirólise Rock-Eval. A amostragem para COT foi realizada em intervalos de aproximadamente 1,5 m, evitando-se as camadas mais espessas de arenito e siltito presentes ao longo do intervalo de estudo (Fig. 10). As amostras, contendo aproximadamente 5 g/ cada, foram pulverizadas em graal de ágata, peneiradas (< 80 mesh) para separação da fração argila, pesadas e acidificadas (HCl) para remoção da fração carbonática. Em seguida, foram neutralizadas, secas em estufa a temperatura média de 50°C, pesadas novamente e analisadas em um aparelho SC 144 LECO, pertencente ao Laboratório de Palinofácies de Fácies Orgânicas (LAFO) da UFRJ. O método adotado para a quantificação do COT (%) 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). Sequencialmente, foram realizados cálculos de resíduo insolúvel (RI (%) = massa do resíduo insolúvel / massa inicial da amostra), do teor de carbonatos totais (Carbonatos (%) = 100 - RI) e, também, estabelecida a razão COT/S, importante indicadora de condições físico-químicas do ambiente, que quando > 3 indica condições oxidantes e quando < 3 condições redutoras (Berner, 1995; Borrego *et al.*, 1998).

Análises de Pirólise Rock-Eval, procedimento que simula em laboratório a geração de hidrocarbonetos, foram realizadas em amostras com COT acima de 0,5% (Fig. 11). As amostras, com cerca de 100 mg/ cada, foram analisadas em um pirolisador Rock-Eval 6 da marca Vinci Technologies, pertencente ao Laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica (LGQM) da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ). Foram seguidos os procedimentos de Espitalié *et al.* (1977) e lidos os parâmetros S1 (hidrocarbonetos livres – mg HC / g rocha), S2 (potencial de geração – mg HC / g rocha), S3 (em mg CO₂ / g rocha) e a temperatura em que ocorre a altura máxima do pico S2, responsável pelo craqueamento do querogênio (Tmax, em °C).

Os dados de pirólise, em conjunto com os dados de COT, foram utilizados para calcular os valores dos índices de hidrogênio (IH = S2/ COT x 100) e de oxigênio (IO = S3/ COT x 100), que através de um diagrama do tipo “Van Krevelen”, permitem diferenciar os três tipos básicos de querogênio: querogênio tipo I (origem lacustre), querogênio tipo II (predominantemente marinha) e querogênio tipo III (origem terrestre). Além disso, foi calculado o potencial de geração da rocha (PG = S1 + S2) e o seu índice de produção (IP = S1 / (S1+S2)). Para classificação do estágio de maturação da matéria orgânica, foram utilizadas as proposições de Tissot & Welte (1984), cujo parâmetro utilizado é a Tmax (°C), obtida diretamente do ensaio de Pirólise Rock-Eval, e, também, a de Peters & Cassa (1994), que utilizam o IP, calculado a partir dos dados de S1 e S2.

Com base nos dados geoquímicos obtidos diretamente de ensaios laboratoriais (COT, S1, S2 e T_{máx}), daqueles calculados (IH, PG e IP) e considerando os parâmetros estabelecidos por Tissot & Welte (1984) e Peters & Cassa (1994), foram utilizados diferentes critérios para classificar as rochas da sucessão de estudo quanto ao seu potencial de geração de hidrocarbonetos (Tabs. 1, 2 e 3) e ao grau de maturação térmica (Tabela 4). Com isto, foi possível realizar uma análise comparativa entre os diferentes esquemas de classificação propostos, salientando diferenças e similaridades entre os mesmos.

Os dados descritivos, faciográficos e geoquímicos foram carregados no *software* CorelDraw® para elaboração de perfil lito-faciológico (escala aproximada de 1:300 –Fig. 3) e integração de dados, considerando os tratos de sistema e as superfícies estratigráficas previamente identificadas por Plantz (2021).

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

Table 1. Different criteria used to classify rocks regarding the potential for generating hydrocarbons (Peters & Cassa, 1994).

Potencial de geração de hidrocarbonetos	COT (%)	S2 (mg HC/g de rocha)	S1 + S2 (mg HC/g de rocha)
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 & Cassa, 1994).

Table 2. Rock classification according to the natural potential for generating hydrocarbons (Peters & Cassa, 1994).

Potencial de geração natural de hidrocarbonetos	S1 (mg HC/g de rocha)
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 & Cassa, 1994).

Table 3. Rock classification regarding generation potential considering the type of hydrocarbon (Peters & Cassa, 1994).

Potencial de geração considerando o tipo de hidrocarboneto	IH (mg HC/g de COT)
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 & Welte (1984) e Peters & Cassa (1994).

Table 4. Rock classification according to the degree of thermal maturation, according to the propositions of Tissot & Welte (1984) and Peters & Cassa (1994).

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

4. Resultados

4.1 Caracterização Litológica

Baseado nos aspectos texturais observados ao longo da sucessão de estudo, três litologias foram descritas, a saber: argilitos, siltitos e rochas com acamamento heterolítico ou, simplesmente, rochas heterolíticas (Fig. 3). O padrão de ocorrência destas litologias permitiu a identificação de três intervalos litológicos distintos. O intervalo inferior (~345 – 337,8 m) é caracterizado pela recorrência de camadas delgadas, com aproximadamente 50 cm de espessura, de siltitos areno-argilosos a argilosos, que normalmente exibem elevado índice de bioturbação; o intervalo intermediário (~337,8 – 304,2 m) distingue-se dos demais pelo amplo predomínio de argilitos laminados e ocorrências pontuais, em camadas centimétricas, de rochas com acamamento heterolítico lenticular e siltitos; e, por fim, no intervalo superior (~304,2 – 290 m) retoma-se o predomínio de siltitos moderada- a intensamente bioturbados, similares ao observado no intervalo inferior. Contudo, no intervalo superior observa-se a recorrência de rochas heterolíticas, marcando o aumento no aporte de sedimentos silto-arenosos para o topo da sucessão.

Com base nos aspectos texturais e no índice de bioturbação (IB) detalhados ao longo do intervalo analisado, cada litologia identificada foi dividida em fácies sedimentares. Foram caracterizadas quatro fácies sedimentares, das quais, duas são de argilitos (M1 e M2), uma de siltito (M3) e uma de rochas com acamamento heterolítico (H1). As fácies encontram-se sintetizadas na Tabela 5 e sua distribuição vertical pode ser observada na Figura 3.

Dada a pequena representatividade das rochas com acamamento heterolítico (~4%), o intervalo analisado conta com lâminas petrográficas representativas apenas das fácies de argilito (M1 e M2) e de siltito (M3). A descrição de microtextura e microtrama permitiu a caracterização de cinco microfácies (M1a, M2a, M3a, M3b e M3c), intimamente relacionadas com as fácies, conforme pode ser observado na Tabela 5 e Figura 3.

Tabela 5. Tabela síntese com as fácies e microfácies definidas ao longo do intervalo de estudo. Observe a relação entre fácies e microfácies, bem como seus códigos, diagnose e interpretação.

Table 5. Summary table with facies and microfacies defined throughout the study interval. Observe the relationship between facies and microfacies, as well as their codes, diagnosis and interpretation.

Fácies			Microfácies		Interpretação
Argilitos	M1	Argilitos laminados, fracamente bioturbados	M1a	Argilitos laminados com delgadas e descontínuas lâminas de siltito muito fino	Predomínio de decantação de finos, abaixo do NBOT, na plataforma externa (<i>offshore</i> proximal a distal)
	M2	Argilitos com acamamento riscado, fraca- a moderadamente bioturbados	M2a	Argilitos sílticos intercalados com delgados níveis de siltito fino formando acamamento riscado	Predomínio de decantação de finos, com contribuição de fluxos de maior energia associados a ação de tempestades, abaixo do NBOT, na plataforma externa (<i>offshore</i> proximal)
Siltitos	M3	Siltitos, moderada- a intensamente bioturbados	M3a	Siltitos laminados	Predomínio de fluxos trativos e/ou gravitacionais de mais alta energia, associados a ação de tempestades. Deposição está associada a porções medianas a distais destes fluxos, mais frequentes entre o NBOT e o NBOTB, na plataforma interna (<i>shoreface</i> médio a inferior)
			M3b	Siltitos bioturbados, com laminações parcialmente preservadas	
			M3c	Siltitos maciços, intensamente bioturbados	
Rochas heterolíticas	H1	Agilito com acamamento heterolítico lenticular, fracamente bioturbado	--	--	Alternância entre decantação de finos e fluxo trativos e/ou gravitacionais induzidos por eventos de tempestade, próximo ao NBOT, na transição entre a plataforma interna (<i>shoreface</i> inferior) e a plataforma externa (<i>offshore</i> proximal)

NBOT = nível base de ação de ondas de tempestade; NBOTB = nível base de ação de ondas de tempo bom.

4.1.1 Argilitos

Os argilitos são as rochas mais recorrentes da sucessão analisada (~71%) e compreendem as fácies M1 e M2 (Tab. 5 e Fig. 3).

M1 engloba os argilitos (argilosidade > 75%) finamente laminados e fracamente bioturbados, com índice de bioturbação entre 1 e 2 (Fig. 4). São muito bem selecionados, exibem coloração variando entre tons de cinza escuros a médios (*dark gray* 2.5Y 4/1; *gray* 2.5Y 5/1) e ocorrem em camadas métricas, preferencialmente no intervalo intermediário da sucessão de estudo (Fig. 3). Localmente esses argilitos podem apresentar um índice de bioturbação mais elevado (IB = 3 – Fig. 4) ou exibir fissilidade. Níveis centimétricos de coloração avermelhada, quando presentes, são facilmente reconhecidos (Fig. 4) e associados a presença de siderita (carbonato de ferro). Pirita é comumente observada preenchendo bioturbações tubulares.

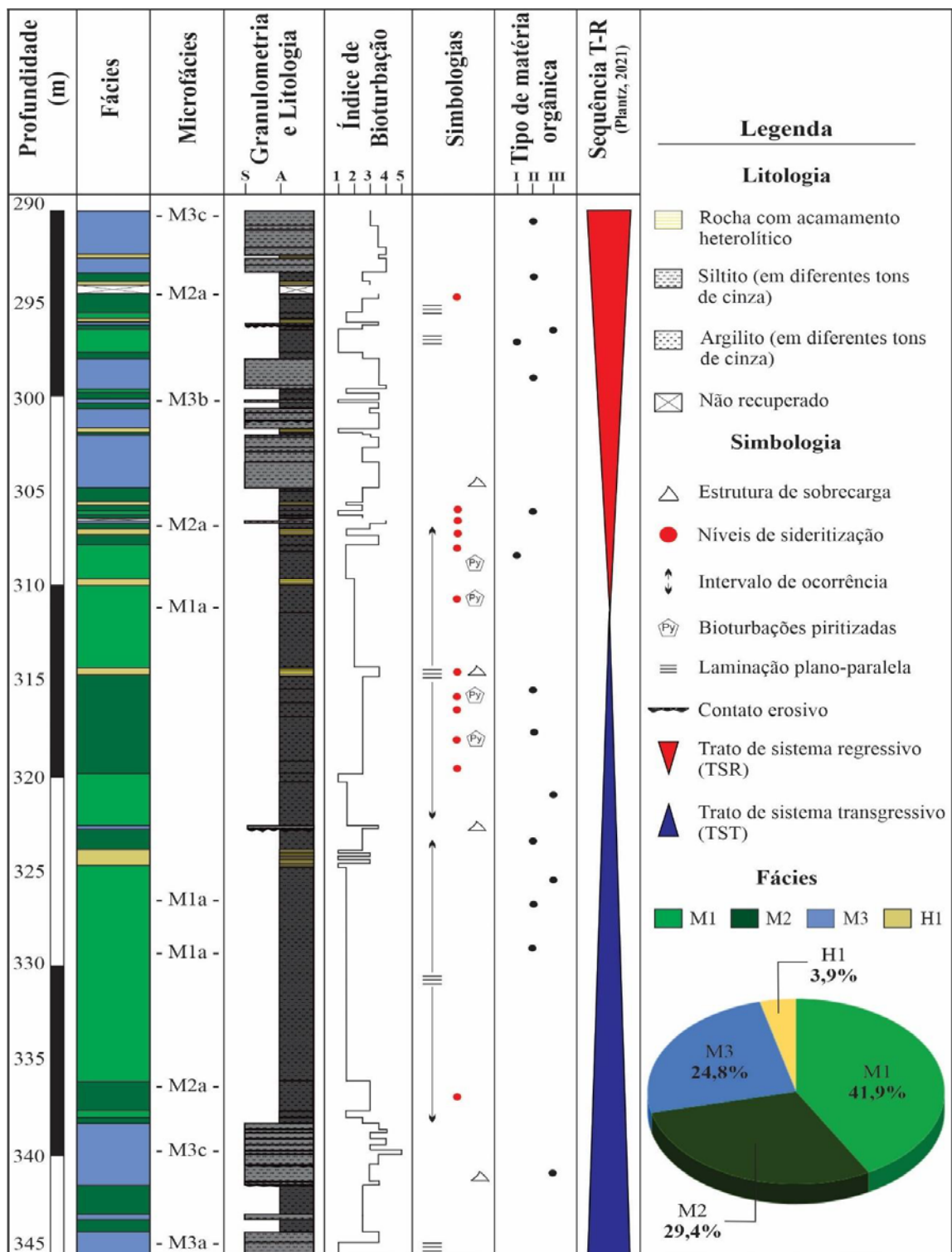


Figura 3. Perfil lito-faciológico simplificado (escala aproximada de 1:300) do intervalo localizando entre ~ 290 e 345 m de profundidade do testemunho do poço 2-TB-1-PR. Note a distribuição vertical das fácies e microfácies caracterizadas neste estudo e sua relação com índice de bioturbação, tratos de sistema e tipo de matéria orgânica. Observe, também, o percentual de ocorrência das fácies ao longo do intervalo de estudo.

Figure 3. Simplified litho-faciological profile (approximate scale of 1:300) of the interval located between ~ 290 and 345 m depth of the 2-TB-1-PR drill core. Note the vertical distribution of the facies and microfacies characterized in this study and their relationship with bioturbation index, system tracts and type of organic matter. Also note the percentage of occurrence of the facies throughout the study interval.

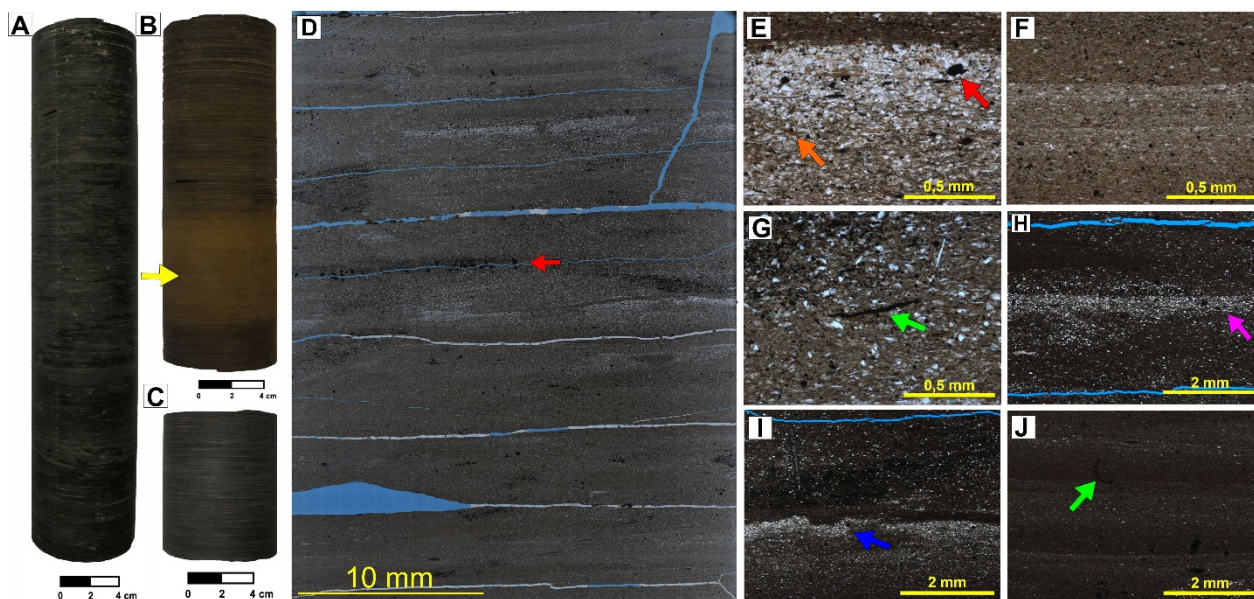


Figura 4. Aspectos dos argilitos da fácies M1 (A, B e C) e microfácies M1a (D, E, F, G, H, I e J). Em (A) observa-se argilitos laminados, que, localmente, exibem porções com maior índice de bioturbação; (B) Argilito finamente laminado com nível de sideritização (seta amarela); (C) Argilito finamente laminado, fracamente bioturbado, típico da fácies M1; (D) Fotomosaico da lâmina petrográfica de 311,40 m, representativa da microfácies M1a, microfácies mais argilosa da sucessão de estudo, mas que, ainda assim, exibe lâminas descontínuas de siltito; (E, F, G, H, I e J) exibem detalhes das variações texturais de M1a. Note que: setas azuis indicam contato irregular entre siltitos e argilitos; seta laranja marca um contato gradacional e seta rosa contato que varia lateralmente entre nítido e difuso; as setas vermelhas indicam a presença de pirita dispersa na matriz argilosa e setas verdes presença de matéria orgânica associada a níveis argilosos.

Figure 4. Aspects of mudstones from facies M1 (A, B and C) and microfacies M1a (D, E, F, G, H, I and J). In (A) laminated mudstones are observed, which, locally, exhibit portions with a higher rate of bioturbation; (B) Finely laminated mudstone with level of sideritization (yellow arrow); (C) Finely laminated, weakly bioturbated mudstone, typical of the M1 facies; (D) Photomosaic of the 311.40 m thin section, representative of the M1a microfacies, the most clayey microfacies of the study succession, but which, nevertheless, displays discontinuous siltstone sheets; (E, F, G, H, I and J) show details of M1a's textural variations. Note that: blue arrows indicate irregular contact between siltstones and mudstones; orange arrow marks a gradational contact and pink arrow a contact that varies laterally between sharp and diffuse; red arrows indicate the presence of pyrite dispersed in the clayey matrix and green arrows the presence of organic matter associated with clayey levels.

Observações em lâminas petrográficas representativas de M1 (311,40; 326,80 e 329,75 m – Fig. 3) mostram que a laminação desses argilitos é marcada pela diferença de argilosidade, bem como pela presença localizada de delgadas lâminas descontínuas de siltito muito fino a fino, com composição predominantemente quartzosa, feição característica da microfácies M1a (Fig. 4). Tais lâminas de siltito podem exibir contatos irregulares a gradacionais com o argilito, litologia predominante que exibe microtrama orientada, sendo recorrente a identificação de muscovita disposta paralelamente ao acamamento da rocha. Pirita é um mineral identificado com bastante recorrência, podendo ocorrer preenchendo bioturbações (visível em escala macroscópica), concentradas em pavimentos que variam entre 1 e 2 mm de espessura ou, ainda, dispersa na matriz da rocha.

Já M2, é caracterizada por argilitos (argilosidade > 75%) a argilitos sílticos (argilosidade entre 65 e 75%) com acamamento riscado (*pinstripe bedding*), fracamente bioturbados, com índice de bioturbação entre 2 e 3 (Fig. 5). Além da interlaminação de argilito com argilito síltico, tem-se a ocorrência de níveis contínuos a

descontínuos, milimétricos a centimétricos de siltitos e siltitos argilosos intercalados aos argilitos. Argilitos de M2 apresentam coloração em tons de cinza que variam de claro a escuro (cor light gray 2.5Y 7/1; cor gray 2.5Y 5/1 e dark gray 2.5Y 4/1), são bem selecionados e ocorrem, normalmente, em camadas métricas no intervalo intermediário da sucessão de estudo e, em camadas centimétricas nos intervalos basal e superior (Fig. 3). Localmente, quando se observa níveis de siltitos mais frequentes, é possível identificar um sutil aumento no índice de bioturbação (IB = 3 - 4). Bem como descrito para M1, níveis centimétricos de coloração avermelhada, associados a presença de siderita, e bioturbações piritizadas são observadas com frequência.

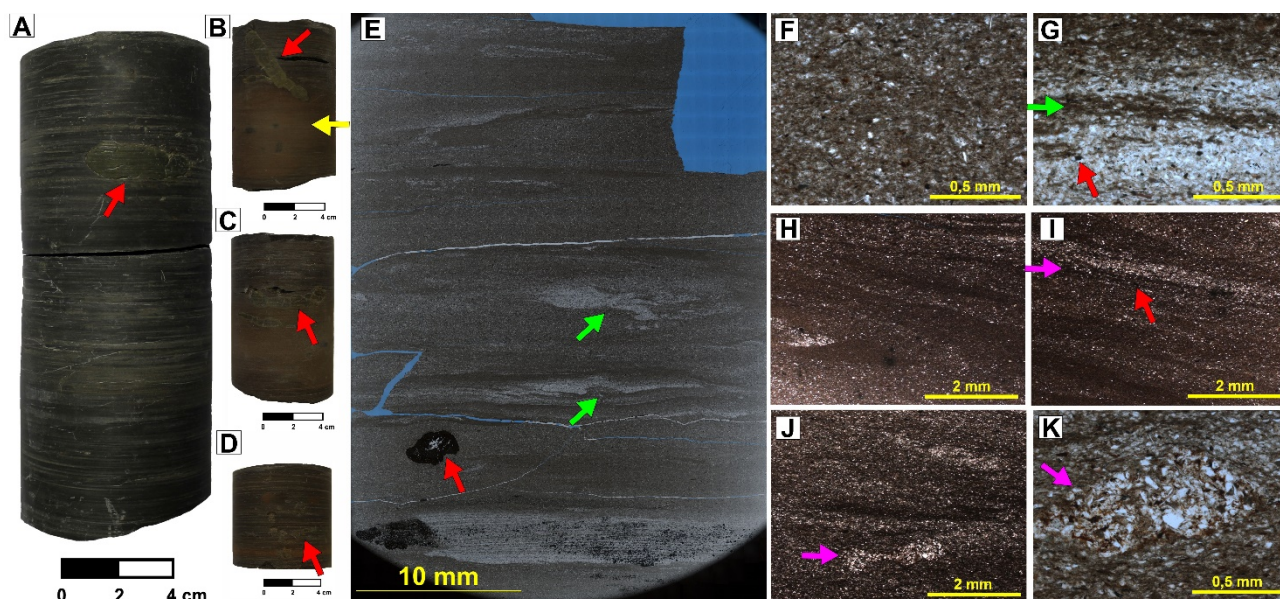


Figura 5. Aspectos dos argilitos da fácies M2 (A, B, C e D) e microfácies M2a (E, F, G, H, I, J e K). Em (A, B, C e D) observa-se argilitos laminados, com acamamento riscado (*pinstripe bedding*) com bioturbações preenchidas por pirita (setas vermelhas); (B) Destaca-se (seta amarela) um nível de sideritização em argilitos da fácies M2; (E) Fotomosaico da lâmina petrográfica de 306,90 m, representativa da microfácies M2a, onde se observa o maior percentual de silte, caracterizando um argilito siltico com piritização evidenciada pela seta vermelha e com contato basal irregular indicado pelas setas verdes; (F, G, H, I, J e K) exibem detalhes das variações texturais de M2a, com destaque para as interlaminações entre argilitos e argilitos silticos (H e I) e presença de níveis contínuos de siltito (G). Note que: setas vermelhas indicam a presença de pirita, desta vez, dispersa na matriz da rocha; setas verdes indicam níveis argilosos com matéria orgânica e setas rosas níveis de siltitos, sejam elas contínuos (I), descontínuos (J) ou preenchendo bioturbações (K).

Figure 5. Aspects of mudstones from facies M2 (A, B, C and D) and microfacies M2a (E, F, G, H, I, J and K). In (A, B, C and D) laminated mudstones are observed, with pinstripe bedding and bioturbations filled with pyrite (red arrows); (B) A level of sideritization in mudstones of the M2 facies stands out (yellow arrow); (E) Photomosaic of the 306.90 m petrographic sheet, representative of the M2a microfacies, where the highest percentage of silt is observed, characterizing a siltstone with pyritization evidenced by the red arrow and with irregular basal contact indicated by the green arrows; (F, G, H, I, J and K) show details of the textural variations of M2a, highlighting the interlaminae between mudstones and siltstones (H and I) and the presence of continuous levels of siltstone (G). Note that: red arrows indicate the presence of pyrite, this time, dispersed in the rock matrix; Green arrows indicate clayey levels with organic matter and pink arrows indicate siltstone levels, whether continuous (I), discontinuous (J) or filling bioturbations (K).

Observações em lâminas petrográficas representativas de M2 (294,55; 306,90 e 336,70 m – Fig. 3), ratificam a variação textural descrita macroscopicamente. Sedimentos tamanho silte dispersos em meio ao argilito são frequentes, bem como os níveis mili- a

centimétricos, contínuos a descontínuos de siltito / siltito argiloso fino, com composição predominantemente quartzosa, feição característica da microfácies M2a (Fig. 5). Os contatos entre os níveis de siltito e o argilito variam entre irregulares a gradacionais, localmente, podem estar obliterados pela ação biogênica. De modo geral, a microtrama é orientada, sendo recorrente a identificação de muscovita disposta paralelamente ao acamamento da rocha. De modo similar a M1a, pirita é um mineral identificado com bastante recorrência, podendo ocorrer preenchendo bioturbações (visível em escala macroscópica) ou dispersa na matriz da rocha, preferencialmente nas porções mais argilosas.

As fácies M1 e M2 (Figs. 4 e 5) representam o *input* de sedimentos finos na plataforma externa, abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade (NBOT), onde predominam as condições de mais baixa energia. M1 (Fig. 4) marca as condições de deposição mais distais, com amplo predomínio de decantação de finos, enquanto M2 (Fig. 5) marca o aumento do aporte de silte e, conseqüentemente, da taxa de sedimentação. Sedimentos silticos, remobilizados da plataforma interna, alcançam as porções mais distais da plataforma externa pela ação combinada de ondas e correntes ou pela ação da gravidade (formando os turbiditos de baixa densidade), processos normalmente desencadeados pela ação de ondas de tempestade. Apenas as porções distais dos fluxos de mais alta energia são capazes de atingir as regiões abaixo do NBOT.

4.1.2 Siltitos

Os siltitos compreendem apenas 25% do intervalo de estudo e exibem grandes similaridades texturais, sendo englobados em apenas uma fácies, a M3 (Tab. 5 e Fig. 3).

M3 é caracterizada por siltitos argilosos (argilosidade variando entre 30 e 40%) e areno-argilosos (argilosidade variando entre 25 e 30%), moderada- a intensamente biotubados (Fig. 6). O índice de bioturbação varia entre 3 e 5, o que confere aspecto predominantemente maciço para a rocha, podendo exibir, localmente, resquícios de laminações plano-paralelas preservadas. Os siltitos são bem a moderadamente selecionados, essencialmente quartzosos, exibem coloração cinza médio a cinza claro (cor light gray 2.5Y 7/1; cor gray 2.5Y 5/1) e ocorrem em camadas centimétricas, preferencialmente na base e no topo da sucessão analisada (Fig. 3). Seus contatos basais, dados preferencialmente com a fácies M2, são erosivos e, localmente, exibem estruturas de sobrecarga e níveis de coloração avermelhada associados à presença de siderita.

Apesar da homogeneidade macroscópica, os siltitos da fácies M3 apresentam, em lâmina petrográfica, variações texturais suficientes para a caracterização de três microfácies, M3a, M3b e M3c (Tab. 5 e Fig. 3).

Observada na lâmina de 345,00 m de profundidade, na porção basal do intervalo de estudo (Fig. 3), M3a apresenta como característica diagnóstica a presença de laminações plano-paralelas bem preservadas e microtrama orientada (Fig. 7). Trata-se de siltitos médios a grossos, areno-argilosos, essencialmente quartzosos, fracamente bioturbados (índice de bioturbação = 1) e moderadamente selecionados, com laminações marcadas pela presença de níveis com maior argilosidade. Cimento carbonático, essencialmente calcita, é abundante e ocorre em maior proporção nas porções de menor argilosidade, preenchendo poros e substituindo parcialmente os componentes primários da rocha. Diferentemente do cimento carbonático, a pirita ocorre em maiores proporções associada aos maiores percentuais de argila, tanto dispersa na matriz da rocha quanto em níveis bem marcados, que variam entre 1 e 2 mm e acompanham a estrutura principal da rocha.

A M3b (Fig. 8) foi identificada na lâmina de 300,90 m de profundidade (Fig. 3) e é caracterizada por uma bioturbação incipiente (índice de bioturbação varia entre 2 e 3), que ainda permite identificar, mesmo que localmente, laminações plano-paralelas preservadas, microtrama orientada, bem como variações relevantes na argilosidade da rocha. M3b é constituída por siltitos médios a grossos, essencialmente quartzosos, bem a moderadamente selecionados, que localmente exibem níveis de maior argilosidade. Cimento carbonático, ocorre pontualmente, contudo, nesta microfácies observa-se a ocorrência de calcita e anquerita (Fig. 8). Como observado para M3a, pirita ocorre tanto dispersa na matriz da rocha quanto em níveis bem marcados associados as porções com maior argilosidade.

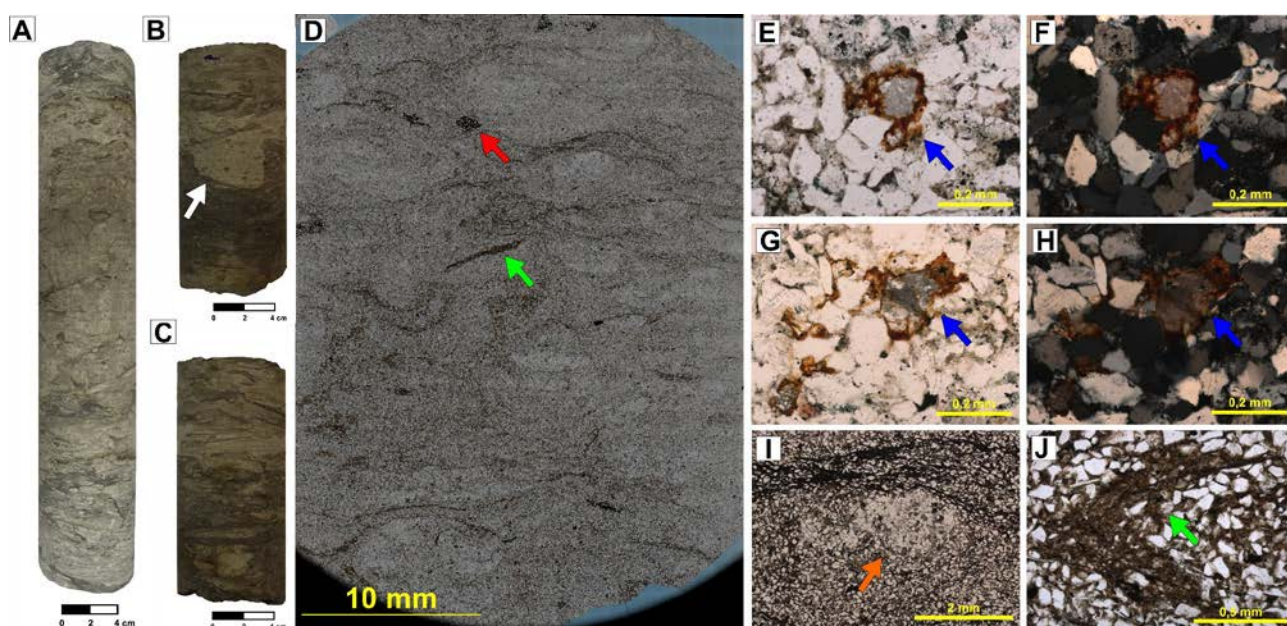


Figura 6. Aspectos dos siltitos da fácies M3 (A, B e C) e da microfácies de siltito mais representativa do intervalo de estudo, a M3c (D, E, F, G, H, I e J). Em (A) observa-se siltitos intensamente bioturbados; (B) Destaca-se (seta branca) o contato irregular / erosivo entre siltitos da fácies M3 e argilitos da fácies M2; (C) Siltitos argilosos bioturbados também caracterizados como M3; (D) Fotomosaico da lâmina petrográfica de 291,05 m, representativa da microfácies M3c, onde se observa siltito intensamente bioturbado, sem quaisquer estruturas primárias preservadas; (E, F, G, H, I e J) exibem detalhes das variações texturais de M3c, com destaque para a presença de cimento de anquerita (carbonato de cálcio de ferro), identificado graças as suas bordas oxidadas (setas azuis), sob polarizadores paralelos (E e G) e cruzados (F e H). Note que: seta vermelha indica a presença de pirita; seta laranja, de bioturbação preenchida por material de maior granulometria e seta verde, bioturbação identificada pela concentração de argila.

Figure 6. Aspects of the siltstones of facies M3 (A, B and C) and the most representative siltstone microfacies of the study interval, M3c (D, E, F, G, H, I and J). In (A) intensely bioturbated siltstones are observed; (B) The irregular/erosive contact between siltstones of facies M3 and mudstones of facies M2 stands out (white arrow); (C) Bioturbated clayey siltstones also characterized as M3; (D) Photomosaic of the 291.05 m thin section, representative of microfacies M3c, where intensely bioturbated siltstone is observed, without any preserved primary structures; (E, F, G, H, I and J) show details of the textural variations of M3c, highlighting the presence of ankerite cement (iron calcium carbonate), identified thanks to its oxidized edges (blue arrows), under parallel (E and G) and crossed (F and H) polarizers. Note that: red arrow indicates the presence of pyrite; orange arrow, bioturbation filled with material with larger grain size and green arrow, bioturbation identified by clay concentration.

Identificada tanto no intervalo inferior (339,95 m) quanto no intervalo superior (291,05 m), a microfácies M3c (Fig. 6) é a mais representativa dos siltitos descritos ao longo da sucessão analisada. M3c tem como aspecto diagnóstico o elevado índice de bioturbação (IB = 3 e 4) e a microtrama caótica, conferindo-lhes aspecto maciço. Trata-se de siltitos

médios a grossos, areno-argilosos (argilosidade variando entre 30 e 40%), essencialmente quartzosos, bem a moderadamente selecionados. Cimento carbonático (tanto de calcita quanto anquerita – Fig. 6) ocorre de forma pontual, em proporções inferiores ao observado em M3a e M3b, assim como pirita, presente dispersa na matriz siltica.

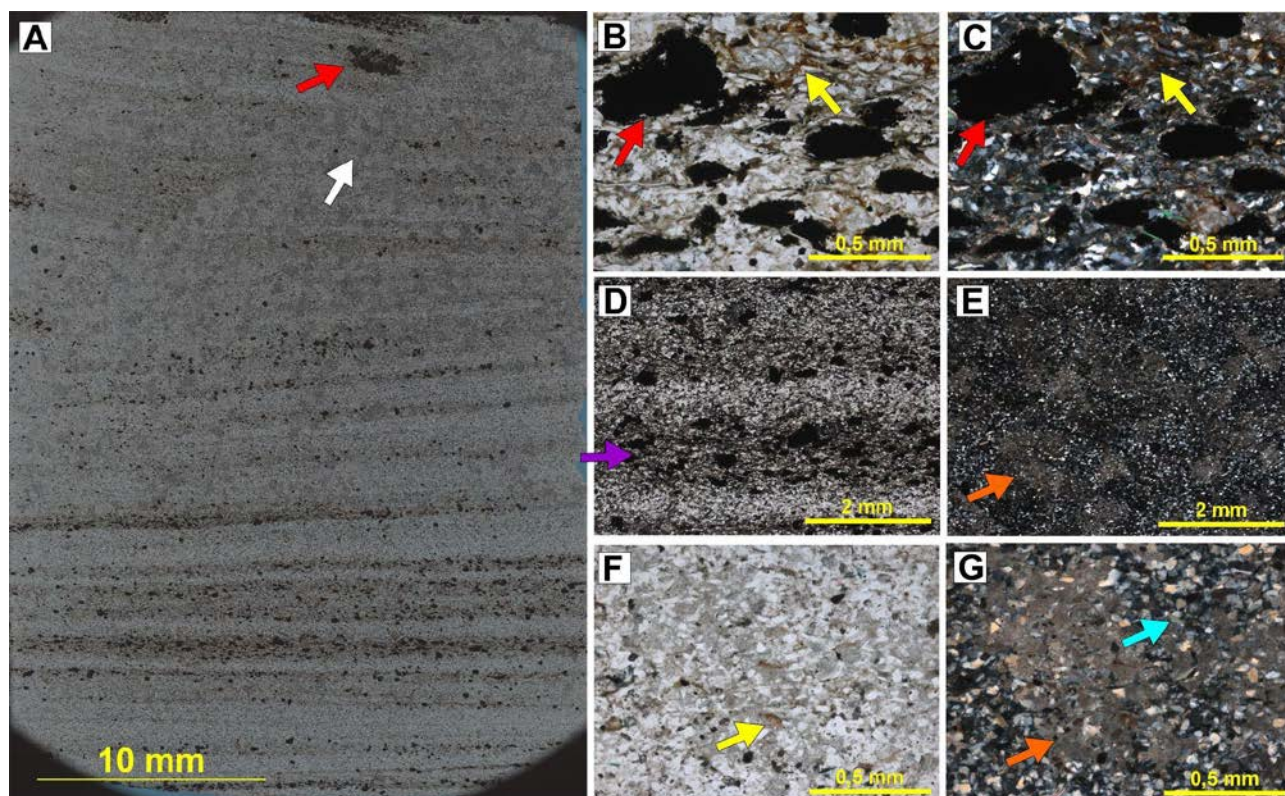


Figura 7. Aspectos dos siltitos da microfácies M3a, associada a fácies M3. Em (A) tem-se o fotomosaico da única lâmina petrográfica onde M3a foi identificada (345,00 m), nela se observa siltitos laminados, cuja estrutura é marcada pela presença de níveis com maior argilosidade, além de uma falha na porção superior (seta branca) deslocando as laminações; (B, C, D, E, F e G) exibem detalhes das variações texturais de M3a, com destaque para o grande volume de cimento calcítico, observado mais facilmente sob polarizadores cruzados (E e H, setas laranjas) e pirita (setas vermelhas). Note que: setas amarelas indicam a presença de argila entre os grãos tamanho silte; seta roxa indica nível mais argiloso, repleto de pirita que marca as laminações diagnósticas da microfácies M3a; seta azul aponta a presença de muscovita.

Figure 7. Aspects of the siltstones of microfacies M3a, associated with facies M3. In (A) there is the photomosaic of the only thin section where M3a was identified (345.00 m), laminated siltstones can be seen, whose structure is marked by the presence of levels with greater clayeyness, in addition to a fault in the upper portion (white arrow) displacing the laminations; (B, C, D, E, F and G) show details of the textural variations of M3a, highlighting the large volume of calcitic cement, more easily observed under crossed polarizers (E and H, orange arrows) and pyrite (red arrows). Note that: yellow arrows indicate the presence of clay between silt-sized grains; purple arrow indicates more clayey level, full of pyrite that marks the diagnostic laminations of microfacies M3a; blue arrow points to the presence of muscovite.

A fácies M3 (Fig. 6) representa os depósitos mais proximais, ou seja, os de maior energia da sucessão analisada. Admite-se que 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.

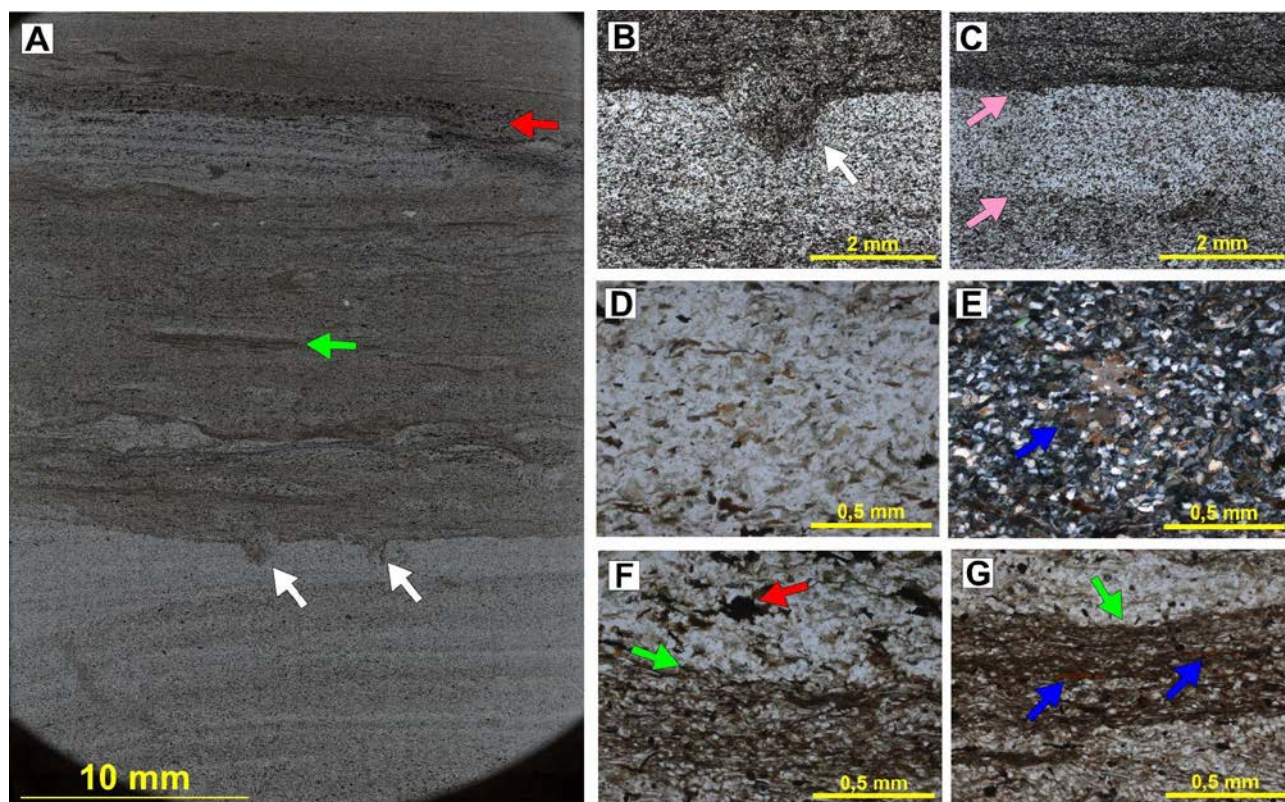


Figura 8. Aspectos dos siltitos da microfácies M3b, associada à fácies M3. Em (A) tem-se o fotomosaico da única lâmina petrográfica onde M3b foi identificada (300,90 m), nela se observa siltito argiloso bioturbado associado com níveis, contínuos a descontínuos, de siltito com laminações preservadas, cuja estrutura é marcada pela variação de argilosidade; (B, C, D, E, F e G) exibem detalhes das variações texturais de M3b, com destaque para a relação entre siltito laminado e siltito argiloso bioturbado. Note que: setas brancas indicam contato irregular / bioturbado entre siltito laminado e siltito bioturbado; setas rosas, contato regular a gradacional, mas sem influência de atividade biogênica; setas vermelhas, presença de pirita; setas verdes, presença de níveis de argilito; e setas azuis, a ocorrência de cimento carbonático (E – polarizadores cruzados).

Figure 8. Aspects of siltstones from microfacies M3b, associated with facies M3. In (A) there is the photomosaic of the only thin section where M3b was identified (300.90 m), it shows bioturbated clayey siltstone associated with levels, continuous to discontinuous, of siltstone with preserved laminations, whose structure is marked by variation clayey; (B, C, D, E, F and G) show details of the textural variations of M3b, with emphasis on the relationship between laminated siltstone and bioturbated clayey siltstone. Note that: white arrows indicate irregular/bioturbated contact between laminated siltstone and bioturbated siltstone; pink arrows, regular to gradational contact, but without influence of biogenic activity; red arrows, presence of pyrite; green arrows, presence of mudstone levels; and blue arrows, the occurrence of carbonate cement (E – crossed polarizers).

Os diferentes índices de bioturbação e as microtramas observadas em lâminas petrográficas (Figs. 6, 7 e 8), que caracterizam e distinguem as microfácies M3a, M3b e M3c, ratificam esses eventos de mais alta energia, em regime de fluxo superior, únicos capazes de formar as laminações plano-paralelas em sedimentos sílticos. Além disso, tais feições são importantes na interpretação da taxa de sedimentação. Associa-se os maiores índices de bioturbação com as menores taxas de sedimentação, isto porque quanto menor o volume de sedimentos, mais facilmente os organismos colonizam o substrato, obliterando as características primárias da rocha (Buatois & Mángano, 2011; Hutsky & Fielding, 2016). As maiores taxas de sedimentação fazem com que ocorra um soterramento rápido, favorecendo a preservação (total ou parcial) das estruturas sedimentares, por exemplo.

4.1.3 Rochas com acamamento heterolítico

As rochas com acamamento heterolítico são as mais restritas da sucessão analisada, correspondendo a pouco menos de 4% do intervalo de estudo. Ocorrem de forma pontual, em camadas centimétricas distribuídas entre ~325 e 290 m de profundidade, nos intervalos intermediários e superior. Apresenta grande homogeneidade textural permitindo a caracterização de apenas uma fácies, a H1 (Tab. 5 e Fig. 3).

H1 é identificada pela intercalação entre argilitos (argilosidade > 75%) e argilitos sílticos (argilosidade entre 65 e 80%) finamente laminados e delgados níveis de siltitos, também laminados, constituindo acamamento heterolítico lenticular (*linsen bedding* – Fig. 9). Apresenta-se fracamente bioturbada, com índice de bioturbação variando entre 1 e 2, bem selecionada, com coloração variando em tons de cinza escuro (dark gray 2.5Y 4/1) nos argilitos e de cinza claro (light gray 2.5Y 7/1) nos níveis de silito. O contato entre siltitos e argilitos é bem marcado, variando de regular a irregular e, pontualmente, observa-se estruturas de sobrecarga (Fig. 9). Localmente é possível identificar índice de bioturbação mais elevado, chegando a 3, bem como silito ocorrendo de forma mais frequente e em níveis mais espessos, formando acamamento heterolítico ondulado (*wavy bedding*). Bem como identificado em 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 na escala milimétrica. Outra similaridade com as fácies essencialmente argilosas é a recorrência de bioturbações piritizadas (Fig. 9).

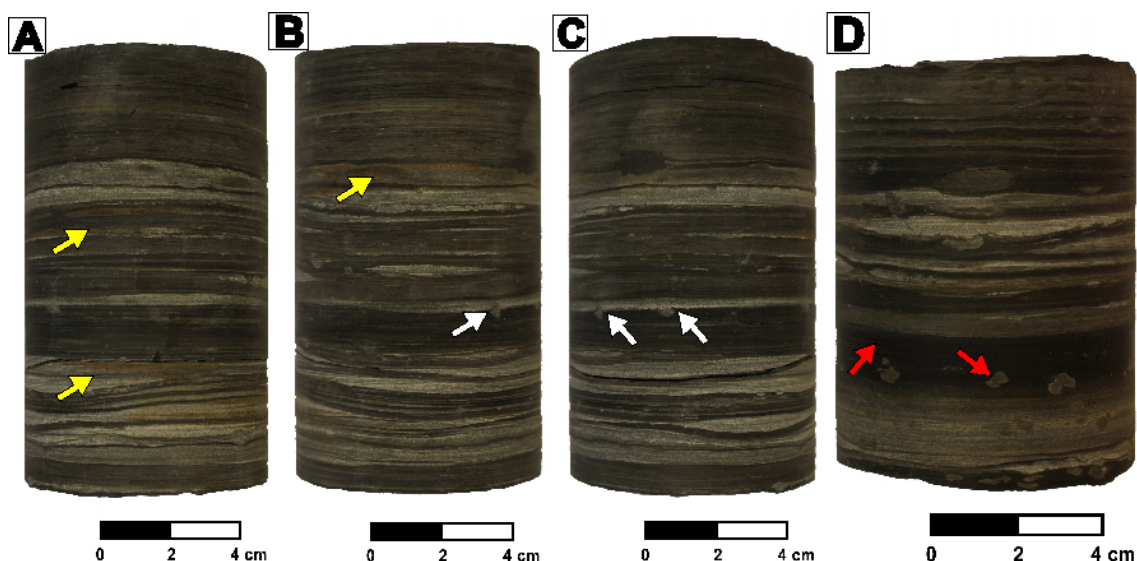


Figura 9. Aspecto macroscópico das rochas heterolíticas da fácies H1, em que (A, B e C) representam diferentes ângulos de uma única amostra (323,65 m) e (D) a amostra de 316,70 m de profundidade. Note as intercalações entre argilitos e siltitos laminados formando acamamento heterolítico lenticular (*linsen bedding*), fracamente bioturbados. As setas amarelas indicam a presença de delgados níveis de sideritização; as brancas, estruturas de sobrecarga no contato entre os níveis de silito e de argilito; e as vermelhas, bioturbações tubulares piritizadas.

Figure 9. Macroscopic aspect of the heterolithic rocks of facies H1, where (A, B and C) represent different angles of a single sample (323.65 m) and (D) the sample from 316.70 m deep. Note the intercalations between laminated mudstones and siltstones forming *linsen bedding*, weakly bioturbated. The yellow arrows indicate the presence of thin levels of sideritization; the white ones, overburden structures in the contact between the siltstone and mudstone levels; and the red ones, pyritized tubular bioturbations.

As rochas indicativas da fácies H1 (Fig. 9) estão associadas à região de transição entre o *shoreface* inferior e o *offshore* proximal, onde apesar do predomínio de decantação de finos, há uma influência bastante expressiva de fluxos trativos e/ou gravitacionais influenciados pelos eventos de tempestade. Predominam condições intermediárias de energia e de aporte de silte quando comparada com as fácies de argilitos (M1 e M2) e de siltito (M3). Esta porção é mais facilmente alcançada por processos de mais alta energia, por isso a maior frequência de níveis de siltito, quando comparado com M2, por exemplo.

4.2 Caracterização Geoquímica

4.2.1 Carbono orgânico total (COT)

Os valores de COT (%) e enxofre (S %) variam, ao longo da sucessão de estudo, entre 0,38 – 1,80% e 0,04 – 8,29%, respectivamente (Fig. 10).

Os argilitos (fácies M1 e M2), presentes em espessas sucessões entre ~ 337,8 e 304,2 m, no intervalo litológico intermediário, concentram os valores mais elevados de COT (1,10 – 1,80 %), enquanto os valores mais baixos (< 0,83 %), ocorrem preferencialmente no intervalo inferior, associado aos siltitos (fácies M3), como pode ser observado na Figura 10A. Já os valores de S (%) não exibem uma tendência tão bem definida, mas no geral, a maior média encontra-se entre ~ 345 e 323 m (Fig. 10B), abrangendo o intervalo inferior e parte do intervalo intermediário e, mesmo onde há as menores médias, duas anomalias positivas, em torno de 310 e 295 m de profundidade, são observadas (Fig. 10B).

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 da sucessão de estudo, a razão COT/S varia entre 0,11 e 33,25%, indicando desde condições redutoras até condições altamente oxidantes (Fig. 10C).

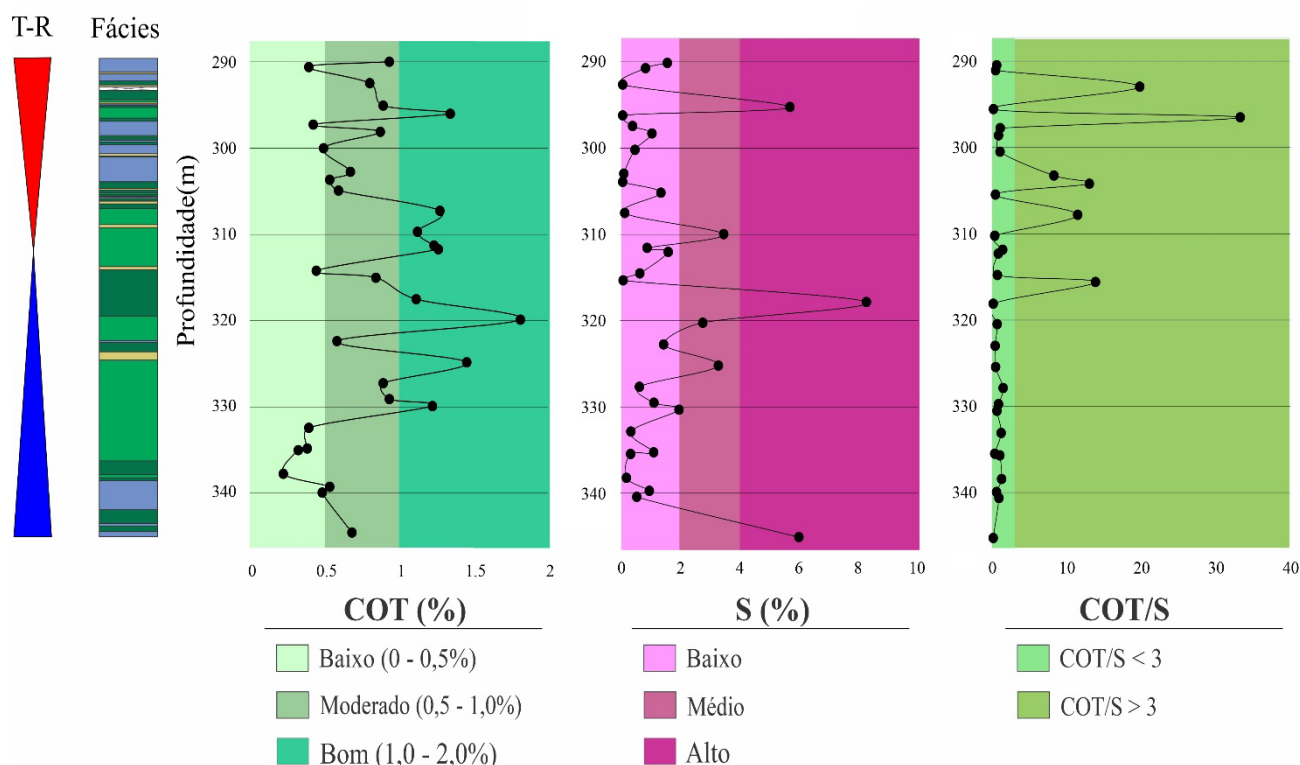


Figura 10. Valores de carbono orgânico total (COT %), enxofre (S %) e a razão COT/S obtidas em 31 amostras coletadas ao longo do intervalo de estudo. Note os ranges de valores utilizados na classificação dessas amostras e sua correlação com as fácies (M1, M2, M3 e H1 – ver legenda na Figura 3) e com a sequência T-R, em que o triângulo azul representa o trato de sistema transgressivo (TST) e o triângulo invertido vermelho, o trato de sistema regressivo (TSR).

Figure 10. Values of total organic carbon (TOC %), sulfur (S %) and TOC/S ratio obtained in 31 samples collected throughout the study interval. Note the ranges of values used in the classification of these samples and their correlation with the facies (M1, M2, M3 and H1 – see legend in Figure 3) and with the T-R sequence, in which the blue triangle represents the transgressive system tract (TST) and the regressive system tract (RST).

Condições redutoras, necessárias para a preservação da matéria orgânica e indicadas por razões COT/S < 3, são predominantes ao longo da sucessão analisada. Entre ~ 345 e 318 m de profundidade, abrangendo o intervalo inferior e parte do intervalo intermediário, a razão COT/S chega ao máximo de 1,44%. Apenas seis análises indicaram COT/S > 3, refletindo condições oxidantes. Observa-se que na porção correspondente ao intervalo intermediário os valores de COT/S > 3 ocorrem como anomalias em meio a valores de COT/S < 3, já no intervalo superior (~ 304,2 – 290 m), onde predominam siltitos da fácies M3, observa-se a maior concentração de COT/S > 3 e os maiores valores de COT/S, indicando o predomínio de condições oxidantes a altamente oxidantes (Fig. 10C), associadas a degradação da matéria orgânica.

Além das implicações paleoambientais, valores de COT são frequentemente utilizados para classificar as rochas quanto ao seu potencial de geração (Tab. 1). De acordo com a proposição de Peters & Cassa (1994), o range de COT (0,38 – 1,80%) observado ao longo da sucessão de estudo indicam que tais rochas apresentam potencial de geração baixo a bom.

Os valores de resíduo insolúvel (RI %), obtidos indiretamente no ensaio de COT, variaram entre 81 e 94%, resultando em baixos valores de carbonatos totais (19 e 6%, respectivamente). Tais valores são típicos de rochas siliciclásticas, cuja contribuição

carbonática está frequentemente associada a modificações diagenéticas, como observado nas microfácies M3a, M3b e M3c.

4.2.2 Pirólise Rock-Eval

Para as rochas com maior percentual de COT ($> 0,5\%$), que foram classificadas com potencial de geração variando entre moderado e bom (Fig. 10), os dados de Pirólise 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 0,35 mg HC/g de rocha, respectivamente.

Dados de S2 mostram que, dentre as amostras de maior COT, classificadas inicialmente com um potencial de geração moderado e bom, algumas apresentam potencial de geração baixo ($S2 < 2$ mg HC/g de rocha – Tab. 1 e Fig. 11). Os menores valores de S2, que caracterizam o potencial de geração baixo, estão concentrados nos siltitos da fácies M3, com destaque para aqueles presentes no topo da sucessão analisada, enquanto os maiores valores de S2 estão concentrados nos argilitos da fácies M1, que normalmente exibem os maiores valores de COT da sucessão analisada (Fig. 11).

Segundo Peters & Cassa (1994), uma outra forma de classificar as rochas quanto ao seu potencial de geração (PG) é realizando a soma entre S1 e S2. Na sucessão de estudo, esse parâmetro varia entre 0,58 e 8,00 mg HC/g de rocha, abrangendo desde rochas que não são consideradas geradoras até rochas com bom potencial gerador (Tab. 1). Tem-se um total de seis amostras que não são consideradas geradoras, localizadas de maneira dispersa no testemunho, preferencialmente siltitos da fácies M3, com valores de PG entre 0,58 e 1,93 HC/g de rocha. Apenas quatro amostras, todas associadas às fácies M1 e M2, obtiveram valores de PG entre 6,18 e 8,00 HC/g de rocha, sendo estas classificadas como boas geradoras.

Também recomendado para a classificação dessas rochas quanto ao potencial de geração e que, neste estudo de caso, apresentou um cenário ainda mais restrito, é a análise simultânea do COT (%) e do S2 (mg HC/g de rocha), como pode ser visualizado na Figura 11, mas é apresentado em mais detalhe, sob a forma de diagrama de dispersão, na Figura 12. Neste contexto, tem-se apenas três amostras, todas associadas a fácies M1, que apresentam simultaneamente COT e S2 indicando potencial de geração moderado a bom. O diagrama ainda destaca que a grande maioria das amostras que apresenta COT moderado, exibem S2 baixo e, por isso, não podem ser consideradas como possíveis rochas geradoras de hidrocarbonetos.

Os valores de S1 indicam que, ao longo da sucessão analisada, a geração natural de hidrocarbonetos varia entre pouca e boa (Peters & Cassa, 1994 – Tab. 2). Os maiores valores de S1, associados a uma boa geração natural, estão concentrados nos argilitos da fácies M1 e M2, que ocorrem em espessas sucessões no intervalo litológico intermediário. Nestes exemplares, os valores de COT são baixos (em torno de 0,5%) por conta da transformação da matéria orgânica em hidrocarbonetos.

Além do potencial de geração, esses dados permitem classificar a rocha quanto ao grau de evolução térmica. Segundo Tissot & Welte (1984), a evolução térmica pode ser avaliada a partir dos valores de T_{máx} (Tabela 4) obtidos diretamente da Pirólise Rock-Eval. Na sucessão analisada, T_{máx} varia entre 436 e 446°C, com isso, tem-se cinco amostras imaturas, com T_{máx} variando entre 436 e 438°C, e onze maduras, com T_{máx} entre 440 e 446°C (Fig. 11).

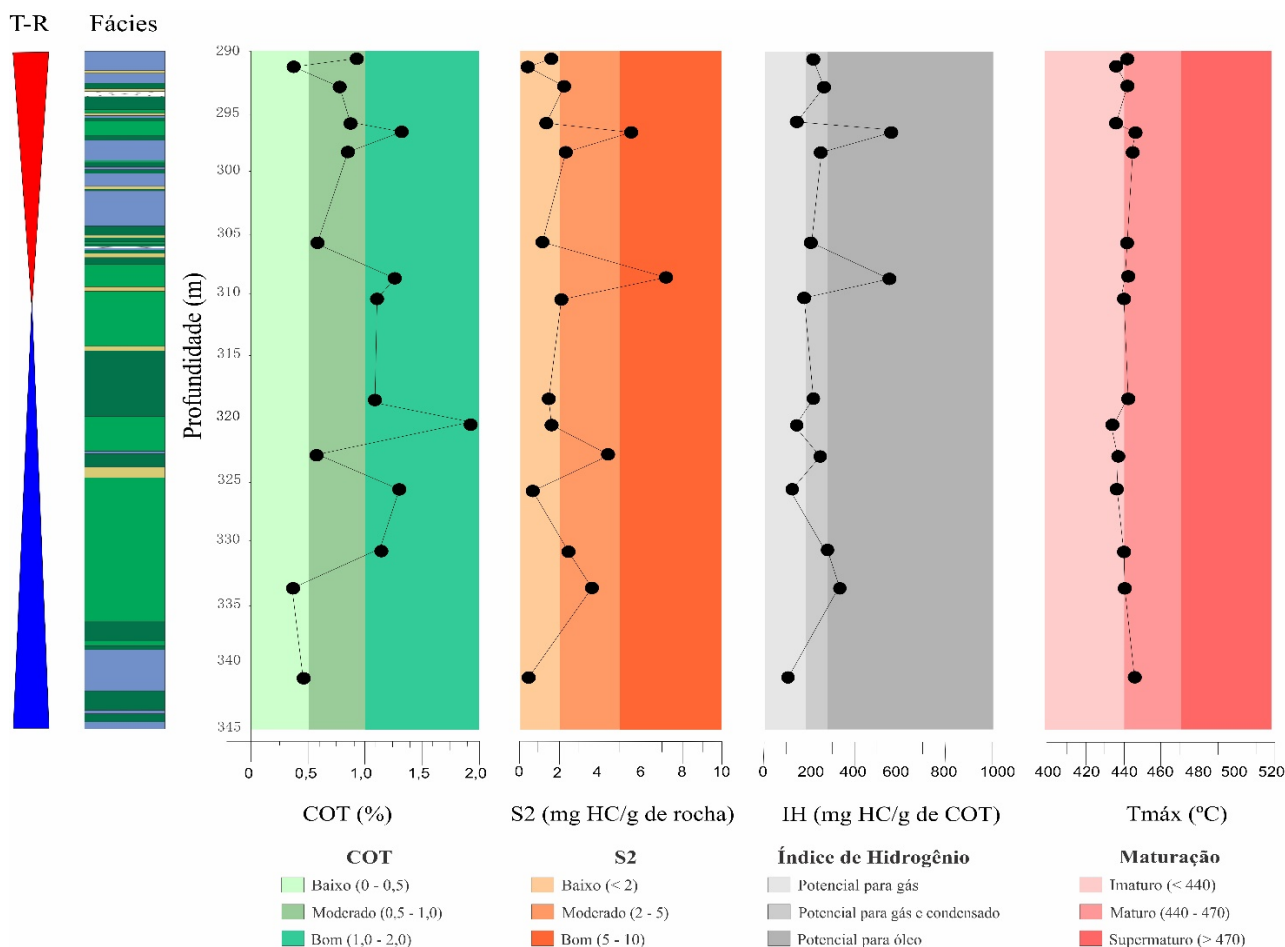


Figura 11. Valores de carbono orgânico total (COT %), S2 (mg HC/g de rocha), IH (mg HC/g de COT) e Tmáx (°C) obtidos em 16 amostras coletadas ao longo do intervalo de estudo. Note os ranges de valores utilizados na classificação dessas amostras, em que COT e S2 são essenciais na compreensão do potencial de geração da rocha, IH fornece informações sobre o tipo de querogênio e, conseqüentemente, 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 (M1, M2, M3 e H1 – ver legenda na Figura 3) e com a sequência T-R, em que o triângulo azul representa o trato de sistema transgressivo (TST) e o triângulo invertido vermelho, o trato de sistema regressivo (RST).

Figure 11. Values of total organic carbon (TOC %), S2 (mg HC/g of rock), HI (mg HC/g of TOC) and Tmáx (°C) obtained in 16 samples collected throughout the study interval. Note the ranges of values used in the classification of these samples, in which TOC and S2 are essential in understanding the generation potential of the rock, HI provides information about the type of kerogen and, consequently, the most favorable type of hydrocarbon to be generated and Tmáx on the degree of thermal maturity reached. Such information can be correlated with the facies (M1, M2, M3 and H1 – see legend in Figure 3) and with the T-R sequence, in which the blue triangle represents the transgressive system tract (TST) and the regressive system tract (RST).

Peters & Cassa (1994), por sua vez, admitem que o cálculo do índice de produção (IP), que relaciona S1 e S2, pode ser utilizado com a finalidade de quantificar o avanço do processo de geração através da maturidade térmica da matéria orgânica (Tab. 4). Diferentemente do indicado por Tmáx, utilizando o IP, apenas quatro amostras encontram-se imaturas (IP < 0,10), sendo identificadas como argilitos exclusivamente da fácies M1, e doze maduras (IP = 0,10 – 0,40), sendo encontradas nas demais fácies.

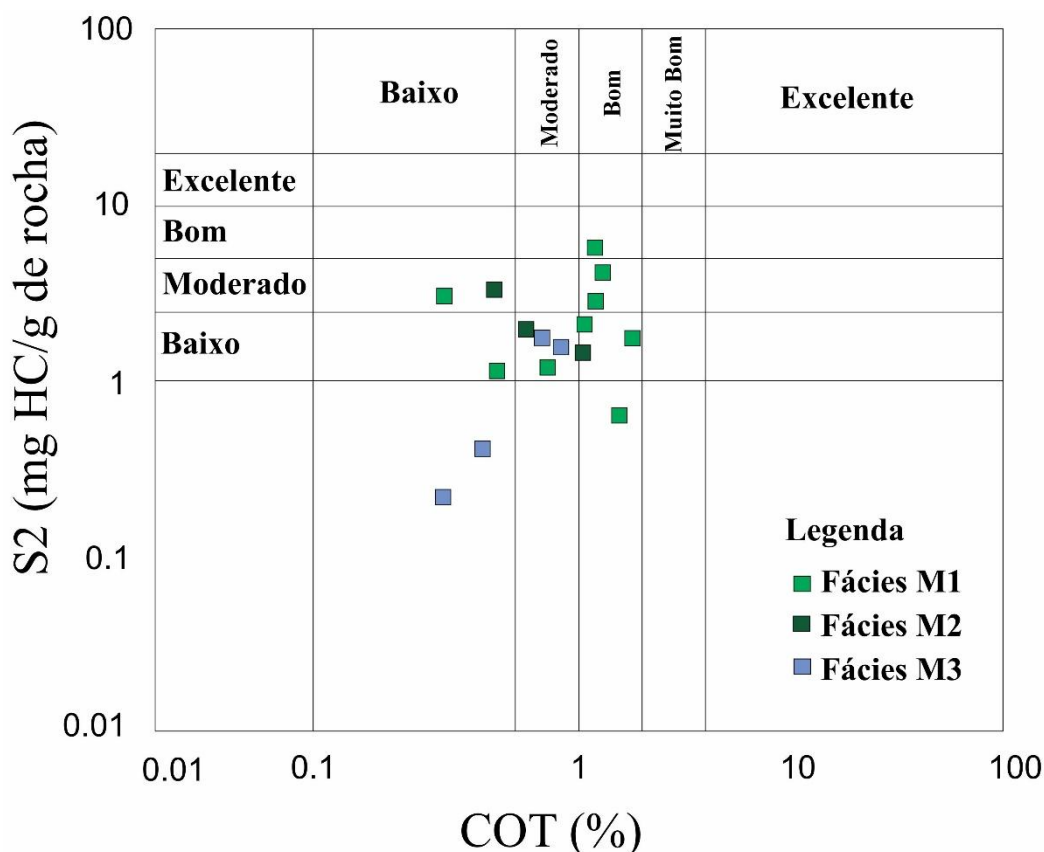


Figura 12. Diagrama com dados de COT (%) vs. S2 (mg HC/g de rocha), em que é possível visualizar as rochas que exibem simultaneamente COT e S2 moderados a bom, ou seja, rochas que podem ser consideradas geradoras de hidrocarbonetos. Note a correlação com as fácies caracterizadas neste estudo.

Figure 12. Diagram with TOC (%) vs. S2 (mg HC/g of rock) data, in which it is possible to visualize rocks that simultaneously exhibit moderate to good TOC and S2, i.e., rocks that can be considered hydrocarbon generators. Note the correlation with the facies characterized in this study.

Para caracterizar a geração de hidrocarbonetos, deve haver uma correlação entre o potencial de geração moderado a bom e a maturidade térmica da matéria orgânica. Na sucessão analisada, é comum observar fácies argilosas (M1, por exemplo) com valores promissores de potencial de geração (*q.v.* COT e S2 na Figura 11), associadas com baixa maturidade térmica (*q.v.* T_{máx} na Figura 11), bem como siltitos da fácies M3 com baixo potencial de geração, contudo com temperaturas suficientes para o craqueamento da matéria orgânica.

Além de PG e IP, calcula-se os índices de hidrogênio (IH) e de oxigênio (IO), frequentemente relacionados em um diagrama do tipo Van Krevelen (Fig. 13) para determinar a origem da matéria orgânica, através da classificação dos tipos de querogênio. Na sucessão analisada IH e IO variaram entre 110 – 589 mg/g e 0,06 – 0,89 mg/g, respectivamente, o que indica o predomínio de mistura de querogênio tipo II e III, com apenas duas amostras apresentando querogênio tipo I (Fig. 13).

A distribuição vertical (Fig. 3) mostra que querogênio dos tipos II e III são encontrados ao longo de toda a sucessão de estudo, ganhando destaque no intervalo intermediário, onde ocorrem espessas camadas de argilitos das fácies M1 e M2, que concentram os maiores valores de COT, S2 e PG. Já o querogênio tipo I está localizado nas profundidades de 296,50 e 307,80 m, porção superior do intervalo de estudo (Fig. 3),

associado exclusivamente a fácies M1 e, de modo similar ao colocado anteriormente, também exibe valores de COT, S2 e PG altos.

Conforme apresentado na Tabela 3, IH, intimamente relacionado com o tipo de querogênio, pode ser utilizado para estimar o tipo de hidrocarboneto gerado. Ao longo do intervalo de estudo, destaca-se, segundo este critério, o potencial para geração de gás e condensado, com apenas dois pontos favoráveis à geração de óleo (Fig. 11). Os dois pontos favoráveis à geração de óleo estão associados ao querogênio tipo I, matéria orgânica leve, proveniente da biomassa lacustre, com alto IH e baixo IO. O querogênio do tipo II, associado a matéria orgânica proveniente da 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, representado pela matéria orgânica lenhosa de origem terrestre, que apresenta alto teor de compostos oxigenados e baixa proporção de cadeias simples (Tissot & Welte, 1978). Claro que, como colocado acima e ilustrado na Figura 13B, a geração depende da faixa de temperatura que a matéria orgânica atinge, que nesta sucessão, não é suficiente para a geração de gás.

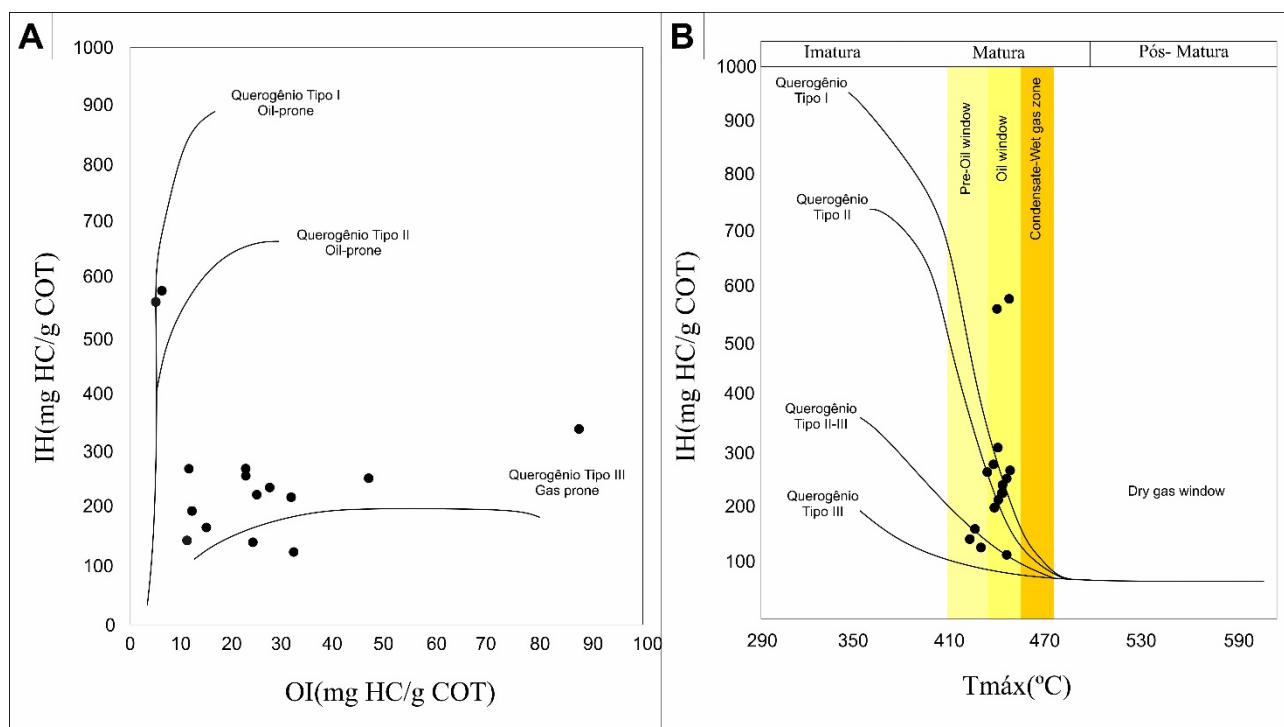


Figura 13. Diagramas do tipo Van Krevelen utilizados na caracterização da matéria orgânica (tipo de querogênio), em (A) tem-se a relação entre IO e IH, parâmetros normalmente utilizados para estabelecer o tipo de querogênio presente nas amostras analisadas e em (B) tem-se a relação entre Tmáx e IH, relacionando dois importantes parâmetros da geração de hidrocarbonetos, o grau de maturidade térmica e a qualidade da matéria orgânica.

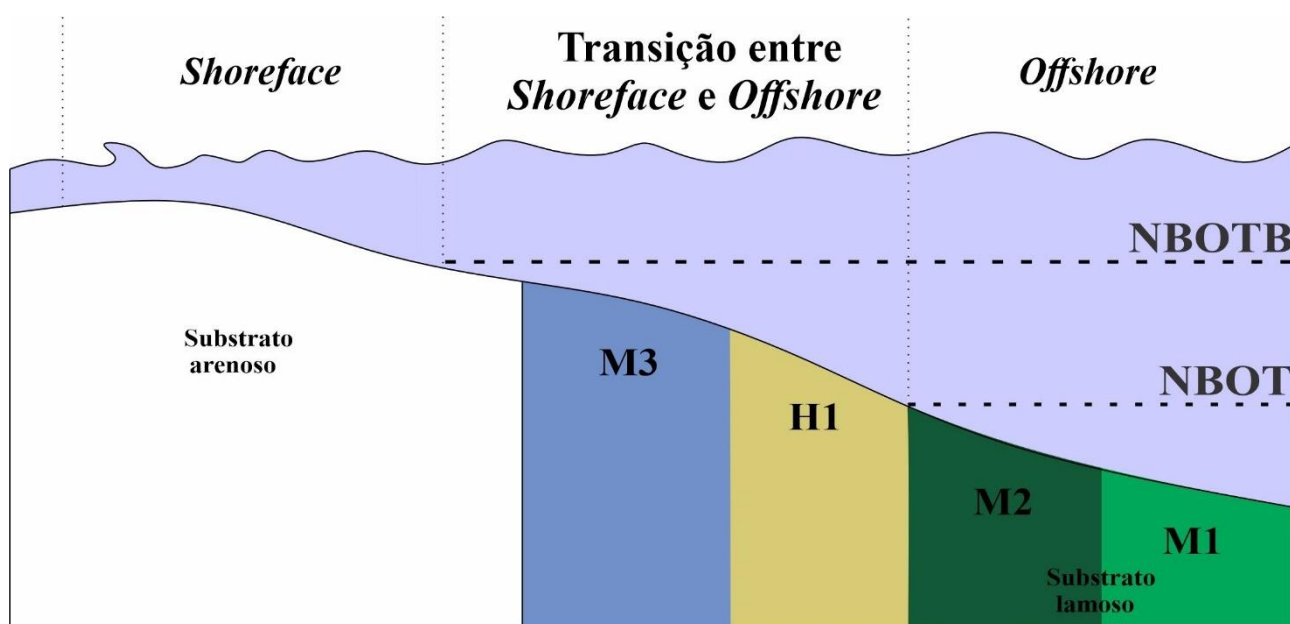
Figure 13. Van Krevelen diagrams used to characterize organic matter (type of kerogen), in (A) there is the relationship between IO and IH, parameters normally used to establish the type of kerogen present in the analyzed samples and in (B) there is a relationship between Tmáx and IH, relating two important hydrocarbon generation parameters, the degree of thermal maturity and the quality of organic matter.

5. Discussão

5.1 Modelo deposicional e estratigráfico

Como proposto por Petri (1948), Bergamaschi (1999), Milani *et al.* (2007), dentre outros autores, a Formação Ponta Grossa representa o registro de um extenso mar epicontinental raso, 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.

Inseridas neste contexto, as fácies e microfácies caracterizadas no intervalo de estudo apontam para a deposição em um ambiente marinho raso, plataformar, entre o *shoreface* (médio a inferior) e o *offshore* (proximal a distal), sujeito à ação constante de ondas de tempestade, conforme ilustra a Figura 14. Por mais que evidências diretas da ação de ondas de tempestade (*e.g.* estratificação cruzada *hummocky* e *swaley*) não tenham sido identificadas ao longo da sucessão analisada, sabe-se que as mesmas são responsáveis por desencadear uma série de processos trativos (*e.g.* ação de correntes) e/ou gravitacionais (*e.g.* fluxos turbidíticos de baixa densidade e viscosidade), que afetam a sedimentação por grandes extensões, inclusive abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade (NBOT).



NBOT = nível base de ação de ondas de tempestade; NBOTB = nível base de ação de ondas de tempo bom.

Figura 14. Modelo deposicional para a Formação Ponta Grossa (Devoniano da Bacia do Paraná) proposto com base das fácies (M1, M2, M3 e H1) caracterizadas neste estudo de caso.

Figure 14. Depositional model for the Ponta Grossa Formation (Devonian of the Paraná Basin) proposed based on the facies (M1, M2, M3 and H1) characterized in this case study.

Observações em lâminas petrográficas mostram que mesmo na fácies M1 (*q.v.* microfácies M1a), que representa as condições mais distais da sucessão analisada, alcançando porções do *offshore* distal, há evidências de atuação de processos trativos e/ou gravitacionais induzidos por eventos de tempestade. A maior frequência desses eventos é caracterizada pelas fácies M2 e H1, respectivamente, que marcam condições cada vez

mais proximais do ambiente deposicional e, no caso de H1, representa a sedimentação no contexto de transição entre o *offshore* proximal e o *shoreface* inferior. Já os siltitos da fácies M3 representam, na sucessão analisada, a deposição mais proximal, que ocorre sob as condições de mais alta energia, podendo alcançar porções do *shoreface* médio, mas mantendo-se sempre abaixo do nível base de ação de ondas de tempo bom (NBOT).

A recorrência de processos trativos e/ou gravitacionais exerce influência direta sobre o índice de bioturbação, feição diagnóstica das fácies e microfácies identificadas. Esses processos são responsáveis não só por deslocar sedimentos da plataforma interna para a plataforma externa, mas também por alterar as condições de oxigenação do meio, permitindo sua colonização (Savdra & Bottjer, 1989; Bromley, 1996; Buatois *et al.*, 2002). Com isso, quanto mais frequentes os fluxos de alta energia, maior o índice de bioturbação identificado (*q.v.* fácies M1 e M2 – Tab. 5).

Uma feição marcante das fácies caracterizadas é a presença de bioturbações piritizadas. Segundo Schieber (2002), a formação de pirita associada às bioturbações ocorre mesmo sob condições ambientais subóxicas, isto porque na bioturbação as condições de circulação de oxigênio são mais restritas e a presença de muco orgânico, necessário para a locomoção dos organismos que colonizam o substrato, favorece a ação de bactérias sulfato-redutoras e, conseqüentemente, a precipitação de pirita. Por esta razão, mesmo em condições deposicionais onde se espera maior circulação de oxigênio, pirita é comumente observada.

Além do modelo deposicional é possível compreender essas fácies e microfácies dentro de um arcabouço estratigráfico sequencial. Sabendo que Plantz (2021) definiu o intervalo de estudo como uma sequência T-R (*sensu* Embry, 2002), alguns padrões aqui detalhados ratificam a proposição inicial.

A transição abrupta entre o intervalo inferior, caracterizado pela fácies M3 e microfácies M3a (Fig. 7), e o intervalo intermediário, com amplo predomínio das fácies M1 e M2 (Figs. 4 e 5), marca um significativo aumento na taxa de criação de espaço de acomodação, caracterizando o TST. Sendo assim, a base do TST compreende uma deposição no *shoreface* médio a inferior, com alta taxa de sedimentação, que, posteriormente, 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*.

Pequenas variações na taxa de sedimentação e na taxa de criação de espaço de acomodação no TST são marcadas pela ocorrência de delgadas camadas de siltitos e rochas heterolíticas (fácies M3 e H1). A redução da espessura das camadas de argilitos, principalmente da fácies M1, para o topo do intervalo intermediário (Fig. 3), reflete a diminuição da taxa de criação de espaço de acomodação e marca, em torno de 311 m de profundidade, o início do TSR da sucessão analisada. Também é em torno dessa profundidade que se observa, com maior frequência, a presença de níveis de sideritização (Fig. 3).

Diferentes autores (*q.v.* Maynard, 1992; Ketzer *et al.*, 2003a, 2003b; Laenen & Craen, 2004; Morad *et al.*, 2010), advogam que tais níveis representam hiatos deposicionais e configuram-se como importantes indicadores estratigráficos. Na sucessão de estudo, a ocorrência de siderita é associada à superfície de inundação máxima (SIM) da sequência T-R de 3ª ordem. A SIM marca o período em que o nível de base atinge sua posição máxima, com a taxa de sedimentação mínima, criando as condições ideais para a ocorrência de uma eodiagênese precoce, ainda na interface água-sedimento. De acordo com autores como Curtis & Spears (1968), Gautier (1982) e Morad (1998), a precipitação

de siderita eodiagênética ocorre devido ao predomínio de condições redutoras e abundância de Fe^{+2} no sistema.

Acima da SIM configura-se o TSR. Na sucessão analisada o TSR e seu padrão prográdacional são identificados pela maior recorrência de siltitos, associados ao *shoreface*, dispostos sobre os argilitos do *offshore*. Diferentemente do observado para a base do TST, os siltitos do RST são preferencialmente da microfácies M3c, cujo elevado índice de bioturbação pode ser um indicador de baixa taxa de sedimentação (Hutsky & Fielding, 2016), por isso, localmente, ocorre o predomínio de decantação de finos (fácies M1 e M2) entre as camadas de siltitos.

5.2 Geoquímica orgânica e os modelos deposicional e estratigráfico

A tendência geral das curvas de COT (%), S (%) e COT/S está intimamente associada com os modelos deposicional e estratigráfico interpretados para a sucessão de estudo e refletem, principalmente, as variações quanto à circulação de O_2 durante a época da sedimentação.

Condições redutoras, destacadas pelos valores de $\text{COT/S} < 3$, concentram-se no TST, evidenciando a expansão do mar epicontinental, ou seja, um período de maior lâmina d'água e menor taxa de sedimentação. No TST um único pico de $\text{COT/S} > 3$ foi identificado, próximo de 315 m de profundidade (Fig. 10), na fácies M2, que transiciona verticalmente para a fácies H1 (Fig. 3), marcando um aumento no aporte de sedimentos e a atuação mais intensa de processos de maior energia, responsáveis por oxigenar o meio. Logo após esse valor anômalo de COT/S no TST, são estabelecidas condições francamente redutoras, indicando uma nova subida do nível de base, que culmina com a SIM, em torno de 311 m de profundidade (Fig. 10).

Já no TSR, onde predominam os depósitos de mais alta energia da sucessão de estudo (fácies M3), picos de $\text{COT/S} > 3$ são mais frequentes (Fig. 10). Valores de $\text{COT/S} < 3$ ocorrem associados às fácies M1 e M2, marcando períodos de menor aporte de sedimentos e predomínio de condições de menor energia no TSR. Em contrapartida, os dois maiores picos de COT/S (Fig. 10) encontram-se bem no topo da sucessão, marcando o máximo regressivo.

Não diferente do esperado, os valores de COT relacionam-se muito bem com as fácies. M1 e M2, que representam a deposição de mais baixa energia da sucessão de estudo (*offshore* proximal a distal), são as que apresentam os maiores valores de COT. Contudo, mesmo no *offshore*, abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade, observa-se mistura de matéria orgânica (querogênio tipos II e III). A recorrência de querogênio tipo III, derivado de matéria orgânica continental, nas fácies mais distais e ao longo do todo o TST (Fig. 3), 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 de densidade (e.g. fluxos hiperpicnais), podem ser responsáveis por carrear sedimentos até as porções mais distais desse extenso mar epicontinental interpretado para a Formação Ponta Grossa.

Essa grande contribuição de matéria orgânica alóctone, explica o fato de o maior pico de COT (1,8%) ocorrer em torno de 320 m de profundidade, antes mesmo de alcançar a inundação máxima (SIM), momento em que ocorre a maior produtividade orgânica marinha (autóctone). No TSR observa-se o mesmo padrão de distribuição de tipos de querogênio, com amplo predomínio de mistura entre matéria orgânica marinha e matéria orgânica derivada de vegetais terrestres superiores. Todavia, em dois pontos do TSR (Fig.

3), os baixos valores de IH indicam a presença de matéria orgânica lacustre. Apesar da pouca recorrência, aventa-se que durante eventos regressivos, a circulação marinha nesse extenso mar epicontinental raso seja restrita. Sob condições climáticas úmidas, já pressupostas devido a possibilidade de fluxos de densidade afetarem a sedimentação, pode-se formar sistemas lacustres, que perduram tempo suficiente para serem reconhecidos no registro geológico, como o observado neste estudo de caso.

Além da importância dos processos sedimentares e da dinâmica deposicional de sistemas dominados por rochas de granulometria fina, sabe-se que estas têm uma grande importância exploratória, já que são capazes de acumular e preservar grandes quantidades de matéria orgânica e, a depender da quantidade, qualidade e grau de maturação térmica, configuram-se como geradoras de sistemas petrolíferos.

Foram utilizados diferentes critérios para classificar as rochas da sucessão de estudo quanto ao seu potencial de geração (Tab. 1). Independente do critério, observa-se um amplo predomínio de rochas com baixo potencial, ou seja, rochas que não são consideradas geradoras. O somatório entre S1 e S2 e a análise conjunta de COT e S2 (Fig. 12) foram os esquemas de classificação mais restritivos, em que apenas quatro e três amostras, respectivamente, puderam ser classificadas como boas geradoras. Nestas proposições, por exemplo, a amostra com o maior valor de COT da sucessão, foi classificada com um potencial de geração baixo, indicando a importância da integração de diferentes técnicas de análise.

Todas as amostras classificadas como boas geradoras são da fácies M1, a mais argilosa de sucessão de estudo, que indica deposição nas condições mais distais (Fig. 14) e ocorrem predominantemente no TST de 3ª ordem. É neste mesmo contexto, que também estão associadas as amostras classificadas com um bom potencial de geração natural. Além destes fatores, é essencial avaliar o tipo de querogênio. É ele quem controla a qualidade da matéria orgânica e, conseqüentemente, o tipo de hidrocarboneto gerado (gás ou óleo). Para as amostras do TST, que exibem bom potencial de geração, espera-se a geração de gás, isto porque, predomina matéria orgânica dos tipos II e III. Contudo, dados de maturação térmica, sejam eles dados por T_{máx} ou pelo IP, mostram que tais rochas não atingiram temperatura suficiente para a geração de gás (Fig. 13).

Tal fato, já era esperado. Sabe-se que na Bacia do Paraná, uma sinéclise de interior cratônico, a geração está muito influenciada pela intrusão de corpos ígneos, associados à Formação Serra Geral. Por isso a maior dificuldade com relação a previsibilidade dos locais onde a temperatura vai ser suficiente para atingir a janela de geração e o predomínio de rochas imaturas, como observado neste estudo de caso.

Para caracterizar o intervalo de estudo como um possível gerador, o esperado seria que valores de PG e IP (ou T_{máx}) fossem diretamente proporcionais, contudo, observa-se, com frequência, picos positivos de PG e baixos valores de IP, exemplo: 296,50 m, associado a fácies M1, normalmente imatura, e vice-versa, como em 291,05 m, fácies M3, que, localmente, atinge a janela de geração, mas não possui matéria orgânica em quantidade adequada.

Condições totalmente favoráveis, são observadas pontualmente, como em 333,10 m de profundidade. Trata-se de uma amostra da fácies M1, microfácies M1a, associada a deposição de mais baixa energia, abaixo do NBOT, em um contexto de subida do nível de base (TST). Exibe COT > 1%, pico S2 em torno de 4 mg HC/g rocha, caracterizando um bom potencial de geração e valores de T_{máx} indicam que se trata de uma rocha madura. Há um predomínio de querogênio tipo II, que de acordo com o IH, tem potencial para a geração de óleo (Fig. 11).

Destaca-se ao longo da sucessão de estudo as profundidades de 296,50 e 310,25 m, ambas associadas a fácies M1, contudo presente TSR. Exibem querogênio do tipo I, matéria orgânica considerada de melhor qualidade para a geração de óleo e, somado a isto, apresentam COT > 1%, pico de S2 > 5 mg HC/g rocha e T_{máx} em torno de 440°C, ou seja, uma rocha madura, com condições bastante favoráveis para geração. Todavia, sua ocorrência é ainda mais restrita do que àquelas que estão ao longo do TST.

Por conta da pequena representatividade da fácies H1, não há uma relação muito bem estabelecida com a geoquímica orgânica. Para os siltitos de M3, depósitos de mais alta energia da sucessão analisada, depositado no *shoreface* inferior e presente na base no TST, marcando o início da subida do nível base, e característico do TSR, tem-se os menores valores de COT e PG (S1 + S2). Predominam querogênio dos tipos II e III, e o grau de maturação térmica varia significativamente ao longo da sucessão analisada, sem um padrão bem definido.

6. Conclusão

A caracterização textural de detalhe, realizada através de fácies e microfácies, permitiu uma melhor compreensão das rochas microclásticas da Formação Ponta Grossa, Devoniano da Bacia do Paraná. A descrição de microtextura e microtrama mostrou-se essencial para o refinamento da informação macroscópica e, conseqüentemente, para a interpretação dos mecanismos deposicionais de rochas finas, a exemplo do detalhamento da fácies M1 a partir da microfácies M1a e da fácies M3, através da definição de três microfácies distintas (M3a, M3b e M3c).

Outro fator relevante para este estudo foi a análise detalhada do índice de bioturbação (IB). Utilizado como um dos aspectos diagnósticos das fácies, o IB foi essencial na compreensão do ambiente de sedimentação, permitindo realizar inferências sobre a circulação de O₂, posteriormente confirmadas pelas razões COT/S, e, também, sobre variações na taxa de sedimentação.

As fácies e microfácies indicam uma deposição em ambiente marinho raso, plataformar, entre o *shoreface* (médio a inferior) e o *offshore* (proximal a distal), sujeito à ação constante de ondas de tempestade. Tais dados, complementados pelo tipo de querogênio, permitem aventar a ação de fluxos de gravidade (e.g. fluxos hiperpicnais) influenciando a sedimentação do intervalo de estudo, inclusive como um importante mecanismo para carrear sedimentos para as regiões mais distais, abaixo do NBOT.

A análise detalhada de fácies apresenta boa correlação com a sequência T-R de 3ª ordem previamente definida para o intervalo analisado. O trato de sistema transgressivo é constituído majoritariamente por argilitos das fácies M1 e M2, enquanto o trato de sistema regressivo é formado preferencialmente pelos siltitos da fácies M3. Em torno de 311 m de profundidade, onde foi localizada a superfície de inundação máxima (SIM) observa-se uma concentração de níveis contínuos de siderita, importante indicador de superfícies de omissão, ratificando, deste modo, a posição da SIM dentro da sequência T-R. Dados de COT/S também se mostraram bastante compreensíveis dentro do arcabouço estratigráfico de sequências.

Análises de COT e Pirólise Rock-Eval integradas com dados texturais e estratigráficos, permitiram uma melhor compreensão do intervalo tanto do ponto de vista de evolução paleoambiental quanto do ponto de vista exploratório, a fim de entender um pouco melhor as potencialidades da Formação Ponta Grossa como geradora de óleo e/ou gás. Vale destacar que a presença de querogênio tipo I, associado ao TSR, é algo que merece

um estudo mais detalhado, sendo recomendável adensar as análises nesta porção do intervalo de estudo para uma melhor caracterização dessa ocorrência.

Para a compreensão do intervalo como um possível gerador de hidrocarboneto, os dados geoquímicos obtidos foram analisados de forma integrada. As poucas amostras com bom potencial de geração, de acordo com dados de COT e S₂, são os argilitos da fácies M1, localizados preferencialmente no TST. O tipo de querogênio predominante (mistura de tipo II e III) é mais favorável para a geração de gás, contudo estas rochas não atingiram a janela de geração de gás, permanecendo, na grande maioria das vezes, imaturos.

Agradecimentos: Os autores agradecem ao Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) que, por meio do projeto de P&D registrado como IGEO – 19301 (FOLHELHO – Caracterização geológica da qualidade de folhelhos marinhos do Devoniano da bacia do Paraná do ponto de vista exploratório), disponibilizou o material de estudo (testemunho e lâminas petrográficas) e as análises geoquímicas. O referido projeto foi financiado pela Geopark como parte do “Compromisso com Investimentos em Pesquisa e Desenvolvimento” da ANP – Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis.

Contribuições dos Autores: Concepção, Josiane B. Plantz; metodologia, Josiane B. Plantz e Maria Clara dos Reis; software, Maria Clara dos Reis; validação, Josiane B. Plantz e Maria Clara dos Reis; análise formal, Maria Clara dos Reis; pesquisa, Josiane B. Plantz e Maria Clara dos Reis; recursos, Leonardo Borghi; preparação de dados, Maria Clara dos Reis; escrita do artigo, Maria Clara dos Reis e Josiane B. Plantz; revisão, Josiane B. Plantz; supervisão, Josiane B. Plantz e Leonardo Borghi; aquisição de financiamento, Leonardo Borghi. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse.

Referências

- Assine, M.L. 1996. *Aspectos da estratigrafia das sequências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil*. (Tese de Doutorado não publicada). Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- Assine, M.L. 1999. Fácies, icnofósseis, paleocorrentes e sistemas deposicionais da Formação Furnas, no flanco sudeste da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 357-370.
- Bergamaschi, S. 1999. *Análise estratigráfica do Siluro-Devoniano (formações Furnas e Ponta Grossa) da Sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil*. (Tese de Doutorado não publicada). Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- Bergamaschi, S. & Pereira, E. 2001. Caracterização de sequências deposicionais de 3º ordem para o Siluro-Devoniano na sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil. *Ciência-Técnica-Petróleo*, 20: 63-73.
- Berner, R.A. 1995. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis: a comment. *Marine Chemistry*, 49: 121-122. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(95\)00011-F](https://doi.org/10.1016/0304-4203(95)00011-F)
- Bigarella, J.J.; Salamuni, R.; Marques, P.L.P. 1966. Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica. *Boletim da UFPR (Geologia)*, 18: 1-114.
- Borghi, L. 1993. *Caracterização e análise faciológica da Formação Furnas (Prídoli/ Devoniano Inferior) em afloramentos do bordo leste da Bacia sedimentar do Paraná, Estado do Paraná, Brasil*. (Dissertação de Mestrado não publicado). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências.
- Borghi, L. 2000. Visão Geral da Análise de Fácies do Ponto de Vista da Arquitetura Depositional. *Boletim do Museu Nacional (Geologia)*, 53: 1-26.
- Borghi, L. 2002. *Fácies, arquitetura deposicional, tempestitos e o Devoniano da bacia do Paraná*. (Tese de Doutorado não publicada). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências.
- Borrego, J.; Lopez, M.; Pendon, J.G.; Morales, J. A. 1998. C/S Ratios in Estuarine Sediments of the Odiel River-mouth, SW Spain. *Journal of Coastal Research*, 14(4): 1276-1283. <https://www.jstor.org/stable/4298888>

- Bottjer, D.J. & Droser, M.L. 1991. Ichnofabric and basin analysis. *Palaos*, 6(3): 199-205. <https://doi.org/10.2307/3514901>
- Bromley, R.G. 1996. *Trace fossils: biology, taphonomy and applications*. (2ª edição.). Londres: Chapman and Hall. 361 p.
- Buatois, L.A. & Mángano, M.G. 2011. *Ichnology: Organism-substrate interactions in space and time*. Cambridge University Press.
- Buatois, L.A.; Mángano, M.G.; Aceñolaza, F.G. 2002. *Trazas fósiles: señales de comportamiento en el registro estratigráfico*. Museo Paleontológico Egidio Feruglio, Trelew, 370p.
- Carelli, T.G. 2010. *Caracterização de microfácies sedimentares em folhelhos da Formação Ponta Grossa (Devoniano), na borda leste da bacia do Paraná*. (Dissertação de Mestrado não publicado). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências.
- Cluff, R.M. 1980. Paleoenvironment of the New Albany Shale Group (Devonian-Mississippian) of Illinois. *Journal of Sedimentary Research*, 50(3): 767-780. <https://doi.org/10.1306/212F7AE0-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Curtis, C.D. & Spears, D.A. 1968. The Formation of Sedimentary Iron Minerals. *Economic Geology*, 63(3): 257-270. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.63.3.257>
- Droser, M.L. & Bottjer, D.J. 1986. A semiquantitative field classification of ichnofabric. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56(4): 558-559. <https://doi.org/10.1306/212F89C2-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Embry, A.F. 2002. 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, 52, p. 151-172.
- Espitalié, J.; Laporte, J.L.; Madec, M.; Marquis, F.; Leplat, P.; Paulet, J.; Boutefeu, A. 1977. Método rápido de caracterização das rochas mães, de seu potencial petrolífero e de seu grau de evolução. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 32: 23-42.
- Ettensohn, F.R. 1985. Controls on development of Catskill Delta complex basin-facies. In: Woodrow, D.L.; Sevon, W.D. (Eds.). *The Catskill Delta*. Geological Society of American, Special Publication, 201, p. 65-77.
- Ettensohn, F.R., Miller, M.L., Dillman, S.B., Elam, T.D., Geller, K.L., Swager, D.R., Markowitz, G., Wook, R. D.; Barron, L.S. 1988. Characterization and implications of the Devonian-Mississippian black shale sequence, eastern and central Kentucky, U.S.A.: pycnoclines, transgression, regression, and tectonism. In: McMillan, N.J.; Embry, A.F.; Glass, D.J. (Eds.). *Devonian of the World, Vol. 2*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, 323-345.
- Gautier, D.L. 1982. Siderite concretions: Indicators of early diagenesis in the Gammon Shale (Cretaceous). *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(3): 859-871. <https://doi.org/10.1306/212F8076-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Grahn, Y.; Mendlowicz, P.M.; Breuer, P.; Bosetti, E.P.; Bergamaschi, S.; Pereira, E. 2010. The Furnas/Ponta Grossa Contact and the Age of the Lowermost Ponta Grossa Formation in the Apucarana Sub-Basin (Paraná Basin, Brazil): Integrated Palynological Age Determination. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 13(2), 89-102. <https://doi.org/10.4072/rbp.2010.2.02>
- Grahn, Y.; Mendlowicz, P.M.; Bergamaschi, S.; Bosetti, E.P. 2013. 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*, 198: 27-44. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2011.10.006>
- Haq, B.U. & Schutter, S.R. 2008. A chronology of Paleozoic sea-level change. *Science*, 322(5898): 64-68. [10.1126/science.1161648](https://doi.org/10.1126/science.1161648)
- Hutsky, A.J. & Fielding, C.R. 2016. 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*, 86(1): 38-58. <https://doi.org/10.2110/jsr.2015.101>
- Ketzer, J.M.; Holz, M.; Morad, S.; Al Aasm, I.S. 2003a. Sequence stratigraphic distribution of diagenetic alterations in coal-bearing, paralic sandstones: evidence from the Rio Bonito Formation (Early Permian), southern Brazil. *Sedimentology*, 50(5): 855-877. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00586.x>

- Ketzer, J.M.; Morad, S.; Amorosi, A. 2003b. 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, 34, p. 42-59. <https://doi.org/10.1002/9781444304336.ch2>
- Laenen, B. & Craen, M. 2004. Eogenetic Siderite as an Indicator for Fluctuations in Sedimentation Rate in the Oligocene Boom Clay Formation (Belgium). *Sedimentary Geology*, 163(3-4): 165-174. [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. 1967. The Devonian of the Paraná Basin. *Boletim Paranaense de Geociências*, 21(22): 5-55.
- Li, Z. & Schieber, J. 2018. Detailed facies analysis of the Upper Cretaceous Tununk Shale Member, Henry Mountains Region, Utah: Implications for mudstone depositional models in epicontinental seas. *Sedimentary Geology*, 364: 141-159. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.015>
- Lobato, G. & Borghi, L. 2005. 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, Salvador, 1-6.
- Maynard, J.B. 1992. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *The Journal of Geology*, 100(3): 279-289. <https://doi.org/10.1086/629632>
- Milani, E.J. & Zalan, P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22(3): 199-205. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1999/v22i3/007>
- Milani, E.J.; Melo, J.H.G.; Souza, P.A.; Fernandes, L.A.; França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências - Petrobras*, 15: 265-287.
- Morad, S. 1998. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. In: Morad, S. (Ed.). *Carbonate Cementation in Sandstones*. International Association of Sedimentologists Special Publication 26, p. 1-26.
- Morad, S.; Al-Ramadan, K.; Ketzer, J.M.; De Ros, L.F. 2010. 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*, 94: 1267-1309. <https://doi.org/10.1306/04211009178>
- Munsell Soil Color Book. 2012. *Munsell Soil-Color Charts with genuine Munsell color chips*. The Geological Society of America.
- Muro, V.J.G.; Rubinstein, C.V.; Pereira, E.; Bergamaschi, S.; Mendlowicz, P.M.; Steemans, P. 2020. Early Devonian miospores and organic geochemistry from the Alto Garças subbasin (Paraná Basin), Brazil: biostratigraphic, paleogeographical and paleoenvironmental implications. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 274: 104150. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2019.104150>
- Peters, K.E. & Cassa, M.R. 1994. 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. <https://doi.org/10.1306/M60585C5>
- Petri, S. 1948. *Contribuição ao estudo do Devoniano Paranaense*. Boletim da Divisão Geologia e Mineralogia, DNPM, 129, 125 p.
- Picard, M.D. 1971. Classification of fine-grained sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 41(1): 179-195. <https://doi.org/10.1306/74D7221B-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Plantz, J.B. 2021. *Análise estratigráfica de uma sucessão de folhelhos da Formação Ponta Grossa (Devoniano da Bacia do Paraná) e implicações no estudo de reservatórios não convencionais*. (Tese de Doutorado não publicada). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências.
- Plantz, J.B.; Carelli, T.G.; Santos, B.R.C.; Mendlowicz, P.M.; Borghi, L.; Ramos, R.R.C. 2021. 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*, 48(1): e099087. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.99087>
- Potter, P.E.; Maynard, J.B.; Depetris, P.J. 2005. *Mud and Mudstones: Introduction and Overview*. Berlim: Springer-Verlag.
- Santos, R.V.; Dantas, E.L.; Oliveira, C.G.; Alvarenga, C.J.S.; Anjos, C.W.D.; Guimarães, E.M.; Oliveira, F.B. 2009. Geochemical and thermal effects of a basic sill on black shales and limestones of the Permian Irati Formation. *Journal of South American Earth Science*, 28(1): 14-24.

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.12.002>

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

Schieber, J. 2002. Sedimentary pyrite: A window into the microbial past. *Geology*, 30(6): 531-534. [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. 2011. Reverse engineering mother nature - shale sedimentology from an experimental perspective. *Sedimentary Geology*, 238(1-2): 1-22. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.04.002>

Schieber, J.; Southard, J.B.; Thaisen, K.G. 2007. Accretion of mudstone beds from migrating floccule ripples. *Science*, 318(5857): 1760-1763. <https://doi.org/10.1126/science.1147001>

Sedorko, D.; Netto, R.G.; Savdra, C.E.; Assine, M.L.; Tognoli, F.M.W. 2017. Chronostratigraphy and environment of Furnas Formation by trace fossil analysis: calibrating the lower Paleozoic Gondwana realm in the Paraná Basin (Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 487: 307-320. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.09.016>

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

Sedorko, D., Netto, R. G. & Horodyski, R. S. (2019). Tracking Silurian-Devonian events and paleobathymetric curves by ichnologic and taphonomic analyzes in the southwestern Gondwana. *Global Planetary Change*, 179: 43-56. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.05.007>.

Silva, G.A. 2007. *Caracterização geoquímica orgânica das rochas geradoras de petróleo das formações Irati e Ponta Grossa da Bacia do Paraná*. (Tese de Doutorado não publicada). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Química.

Souza, M.S.P.; Mendlowicz, P.M.; Cardoso, T.R.; Rodrigues, R.; Pereira, E. 2013. 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*, 36(1): 15-25. https://doi.org/10.11137/2013_1_15_25

Tissot, B.P. & Welte, D.H. 1978. *Petroleum Formation and Occurrence*. Springer, Berlin, Heidelberg.

Tissot, B.P. & Welte, D.H. 1984. *Petroleum Formation and Occurrence* (2ª edição.). Springer, Berlin, Heidelberg.

Walker, R.G. 2006. Facies Models Revisited: Introduction. In: Posamentier, H.W.; Walker, R.G. (Eds.). *Facies Models Revisited*. Tulsa Society for Sedimentary Geology, SEPM Special Publication, 84, p. 1-18.

Wilson, R.D. & Schieber, J. 2014. Muddy prodeltaic hyperpynites in the lower Genesee Group of Central New York, USA: Implications for mud transport in epicontinental seas. *Journal of Sedimentary Research*, 84: 866-874. <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2014.70>

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

Zalán, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.J.; Marques, A.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Appi, V.T. & Zanotto, O.A. 1987. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 3, 1987. *Anais do Simpósio Sul Brasileiro de Geologia*, Curitiba, 1, 441-447.

Zalán, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.; Marques, A.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Appi, V.T. 1990. *Bacia do Paraná*. In: Origem e evolução de Bacias Sedimentares. Petrobrás, Rio de Janeiro, 135-164.

Zanotto, O.A. 1993. Erosão pós-Cretáceo na Bacia do Paraná, com base em dados de reflectância da vitrinita. Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 5, 1993. *Anais do Simpósio Sul Brasileiro de Geologia*, Curitiba, 1, 58-58.