

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
INSTITUTO DE GEOGRAFIA

ARTHUR ALVES FERNANDES

CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA EM ROCHAS
MICROCLÁSTICAS DO DEVONIANO DA BACIA DO PARANÁ

Monte Carmelo - MG

2024

ARTHUR ALVES FERNANDES

CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA EM ROCHAS
MICROCLÁSTICAS DO DEVONIANO DA BACIA DO PARANÁ

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

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

Orientadora: Profa. Dra. Josiane Branco Plantz

Monte Carmelo- MG

2024

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
INSTITUTO DE GEOGRAFIA

ARTHUR ALVES FERNANDES

CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA EM ROCHAS
MICROCLÁSTICAS DO DEVONIANO DA BACIA DO PARANÁ

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

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

Monte Carmelo, 08 de janeiro de 2024.

Banca Examinadora:

Profª. Dra. Josiane Branco Plantz (UFU)

Prof. Dr. Luciano Alessandretti (UFU)

Prof. Dr. Thiago Gonçalves Carelli (UNIRIO)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus por me guiar pelos inúmeros obstáculos e por me manter firme e me fortalecer cada dia mais.

Agradeço a toda minha família, meu pai Roni, minha mãe Erlaine, minhas irmãs Geovana e Maria Cecília, minha vó Eloiza, meu tio Werlei, pelos sacrifícios e pelo suporte a mim oferecido durante essa caminhada.

Quero agradecer a minha noiva Gabriela por nunca me deixar desistir, pelas palavras de incentivo, de conforto, e por estar presente sempre, me aconselhando e lutando comigo pelo nosso futuro.

Quero agradecer a todos os amigos conquistados durante o período de graduação que, com certeza, permanecerão sempre em meu coração.

Um agradecimento especial a minha orientadora Prof. Dra. Josiane Branco Plantz, por toda atenção e paciência em cada laboriosa etapa deste trabalho. E, principalmente, por sempre me incentivar e buscar o melhor de mim, mesmo ciente de todas minhas dificuldades. Certamente, sem o seu apoio, nada disso seria possível.

Agradeço também ao Prof. Dr. Leonardo Borghi, coordenador do Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) que, por meio do projeto de P,D&I 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 utilizado para o desenvolvimento deste estudo. O referido projeto de pesquisa foi financiado pela Geopark como parte do “Compromisso com Investimentos em Pesquisa e Desenvolvimento” da ANP – Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis.

“Never forget who you are, because the world will not forget. Make this your strength. This way, it can never be your weakness. Arm yourself with this memory, and it can never be used to hurt you”

Tyrion Lannister

RESUMO

As rochas microclásticas do Devoniano da Bacia do Paraná (Formação Ponta Grossa) são bem conhecidas do ponto de vista geoquímico, organofaciológico e paleontológico. Todavia, devido à dificuldade de observação de suas partículas e estruturas e, conseqüentemente, da necessidade de se utilizar técnicas mais avançadas de análise, as descrições são, em geral, pouco detalhadas do ponto de vista sedimentológico, principalmente se posicionadas em um arcabouço estratigráfico sequencial. Com base nisto, o presente estudo objetiva a caracterização sedimentológica (em escalas macro- e microscópicas) e estratigráfica de alta resolução de uma seqüência transgressiva-regressiva (T-R) de 3ª ordem identificada no testemunho de sondagem do poço 2-TB-1-PR, adquirido na borda leste da Bacia do Paraná. Essa seqüência estende-se entre ~170 e 210 m de profundidade do testemunho, e é formada por espessas camadas de argilitos, rochas com acamamento heterolítico lenticular e fláser e siltitos médios a grossos. Considerando os aspectos texturais e o índice de bioturbação, foram caracterizadas sete fácies sedimentares (Al, Ar, He, Heb, Hf, Sb e Sib), que, a partir de observações em lâminas petrográficas, foram detalhadas em sete microfácies (A1, A2, A3, H1, H2, S1 e S2). As fácies e microfácies indicaram deposição em um ambiente marinho raso, plataformar, sob ação constante de ondas de tempestade. Os argilitos laminados e com acamamento riscado das fácies Al e Ar retratam a deposição de mais baixa energia da sucessão analisada, depositados sob maior lâmina d'água, indicando que mesmo abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade a sedimentação ocorre de forma dinâmica, com constante aporte de silte proveniente da remobilização de sedimentos da plataforma interna para a externa em eventos de alta energia. Por outro lado, os siltitos das fácies Sb e Sib representam a deposição de mais alta energia, indicando que condições mais proximais, acima do nível base de ação de ondas normais, não são atingidas e a deposição concentra-se na região de transição entre o *shoreface* e o *offshore*. A relação vertical e o padrão de empilhamento das fácies permitiram a identificação de cinco sucessões de fácies (SF-A, SF-B, SF-C, SF-D e SF-E), intimamente relacionadas com o arcabouço estratigráfico de 3ª ordem. SF-A ocorre exclusivamente na base do intervalo de estudo, marcando o início da transgressão. Enquanto SF-B, SF-C e SF-D intercalam-se ao longo do trato de sistema transgressivo (TST) e do trato de sistema regressivo (TSR), indicando que contextos deposicionais semelhantes ocorrem repetidamente, controlados pela oscilação do nível do mar. As condições de maior lâmina d'água são atingidas em SF-D, onde predominam as fácies Al e Ar. Já SF-E, ocorre no topo do intervalo de estudo, marcando as condições de deposição de mais alta energia, que ocorre em contexto regressivo. As sucessões de fácies indicam uma ciclicidade de alta frequência, interna a seqüência T-R de 3ª ordem, que é ressaltada pelo comportamento da curva de raio-gama, utilizada neste estudo de caso para mapear ciclos T-R de 4ª ordem. Estes, trazem um detalhamento ainda maior para o intervalo de estudo e permitem a identificação de ciclos completos associados a uma única fácies (e.g. Ar), destacando a importância de estudos integrados entre fácies e microfácies para uma melhor compreensão de sucessões essencialmente argilosas, algo fundamental para aprimorar o entendimento sobre a evolução de sistemas dominados por lama e o quão variáveis estas rochas podem se apresentar no registro geológico.

Palavras chaves: Formação Ponta Grossa; Rochas de granulometria fina; Fácies e microfácies; Estratigrafia de alta resolução.

ABSTRACT

The Devonian microclastic rocks of the Paraná Basin (Ponta Grossa Formation) are well known from a geochemical, organofaciological and paleontological point of view. However, due to the difficulty in observing their particles and structures and, consequently, the need to use more advanced analysis techniques, interferences are, in general, poorly integrated from a sedimentological point of view, especially if positioned in a sequential stratigraphic framework. Based on this, the present objective study of sedimentological (on macro and microscopic scales) and high-resolution stratigraphic characterization of a 3rd order transgressive-regressive (T-R) sequence identified in the drilling core of well 2-TB-1-PR, acquired on the eastern edge of the Paraná Basin. This sequence extends between ~170 and 210 m depth of the core, and is formed by thick layers of mudstones, rocks with lenticular and flaker heterolithic bedding and medium to coarse siltstones. Considering the textural aspects and the bioturbation index, seven sedimentary facies were defined (Al, Ar, He, Heb, Hf, Sb and Sib), which, based on observations in thin section, were developed into seven microfacies (A1, A2, A3, H1, H2, S1 and S2). The facies and microfacies indicated position in a shallow marine, shelf environment, under constant action of storm waves. The laminated and striped-bedded mudstones of the Al and Ar facies depict the lowest energy deposition of the proof succession, deposited under higher water depths, indicating that even below the base level of storm wave action, sedimentation occurs dynamically with constant input of sludge from the remobilization of sediments from the internal to the external platform in high-energy events. On the other hand, the sediments of the Sb and Sib facies represent the highest energy deposition, establishing that closer conditions, above the base level of normal wave action, are not reached and deposition is concentrated in the transition region between the shoreface and offshore. The vertical relationship and facies stacking pattern allowed the identification of five facies successions (SF-A, SF-B, SF-C, SF-D and SF-E), closely related to the 3rd order stratigraphic framework. SF-A occurs exclusively at the base of the study interval, marking the beginning of the transgression. While SF B, SF-C, and SF-D intersperse along the transgressive systems tract (TST) and the regressive systems tract (TSR), similar depositional contexts occur repeatedly, controlled by sea level oscillation. The highest water depth conditions are reached in SF D, where the Al and Ar facies predominate. SF-E, on the other hand, occurs at the top of the study interval, marking the highest energy deposition conditions, which occurs in a regressive context. The facies successions indicate a high-frequency cyclicity, internal to the 3rd order T-R sequence, which is highlighted by the behavior of the gamma-ray curve, used in this case study to map 4th order T-R cycles. These bring even greater detail to the study interval and allow the identification of complete cycles associated with a single facies (e.g. Air), highlighting the importance of integrated studies between facies and microfacies for a better understanding of essentially clayey successions, something fundamental to improve understanding of the evolution of underlying mud systems and the variables of these rocks can be presented in the geological record.

Keywords: Ponta Grossa Formation; Fine-grained rocks; Facies and microfacies; High-resolution stratigraphy.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Mapa de localização do poço 2-TB-1-PR, na cidade de Tibagi, estado do Paraná, borda leste da bacia do Paraná e vias de acesso.....16
- Figura 2:** Perfil litológico do testemunho de sondagem do poço 2-TB-1-PR na escala 1:800, com a divisão dos intervalos litológicos (A, B, C, D e E) e suas respectivas unidades litoestratigráficas (Plantz et al., 2021). Destaque em vermelho para o intervalo de estudo deste trabalho com a respectiva sequência T-R (Plantz, 2021) e as posições das lâminas petrográficas com relação ao intervalo..... 18
- Figura 3:** Diagrama ternário de classificação textural de rochas microclásticas.....19
- Figura 4:** Escala de grau bioturbação..... 19
- Figura 5:** Mapa Geológico da Bacia do Paraná englobando as porções territoriais Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai. Destaque em vermelho para o Arco de Ponta Grossa, na porção leste da Bacia.....21
- Figura 6:** Contexto tectono-sedimentar da margem meridional de Gondwana, representando a placa oceânica Panthalassa em convergência com a placa continental e distinguindo a porção cratônica de Gondwana e as faixa móveis.....22
- Figura 7:** Carta estratigráfica representativa do Grupo Paraná (Devoniano) da Bacia do Paraná.....25
- Figura 8:** Modelo ilustrativo dos acamamentos heterolíticos dos tipos fláser (*flaser bedding*), ondulado (*wavy bedding*) e lenticular (*linsen bedding*), e do acamamento riscado (*pin-stripe bedding*).....31
- Figura 9:** Representação de diferentes escalas na diagnose de fácies sedimentares em rochas microclásticas.....32
- Figura 10:** Perfil ilustrando as superfícies da estratigrafia de sequências e os limites da sequência T-R.....34
- Figura 11:** Diagrama de pirâmide representando os conceitos de hierarquia de sequências.....35
- Figura 12:** Perfil lito-faciológico de detalhe (escala 1:80) do intervalo de estudo. Note a distribuição das fácies, seu percentual de ocorrência, as microfácies, o índice de

bioturbação e as estruturas sedimentares descritas. Observe, também, a posição da superfície de inundação máxima (SIM), que divide a sequência T-R de 3ª ordem em trato de sistema transgressivo (TST), em azul, e trato de sistema regressivo (TSR), em vermelho (*sensu* Plantz, 2021).....38

Figura 13: Aspectos diagnósticos e descritivos da fácies Al (A e B) e da microfácies A1 (C, D e E). Em (A e B) observa-se argilitos finamente laminados, com destaque para delgados níveis de argilito síltico marcando a laminação plano-paralela (setas cinzas), e para as bioturbações piritizadas (setas amarelas). Outro aspecto relevante, é a presença de níveis de siderita paralelos a laminação da rocha (seta vermelha). O fotomosaico (C) representa as feições características da microfácies A1, com destaque para a laminação plano-paralela e para as bioturbações piritizadas. A fotomicrografia (D) destaca a petrotrama organizada da rocha, além de contatos nítidos e gradacionais entre níveis de argilito e argilito síltico, marcando a laminação plano-paralela. A fotomicrografia (E) detalha um tubo de bioturbação completamente piritizado, no contato entre argilito e argilito síltico.....41

Figura 14: Aspectos diagnósticos e descritivos da fácies Ar (A e B) e das microfácies A2 (C e E) e A3 (D e F). Em (A e B) observa-se argilitos e argilitos sílticos com delgados níveis contínuos de siltitos, formando acamamento riscado (*pinstripe bedding*) (setas cinzas), além da presença de bioturbações piritizadas (setas amarelas). O fotomosaico (C) representa as feições da microfácies A2, com destaque para os níveis contínuos de siltito muito fino e a bioturbação incipiente. Na fotomicrografia (E), observa-se a petrotrama organizada da rocha, com contatos nítidos e gradacionais entre camadas de argilitos e os níveis de siltito muito fino, formando a laminação plano-paralela. O fotomosaico (D) representa as feições da microfácies A3, com destaque para a petrotrama caótica da rocha associada à bioturbação moderada (IB = 3). Na fotomicrografia (F), detalhe da laminação parcialmente obliterada pela bioturbação, formando níveis descontínuos de siltitos muito finos.....44

Figura 15: Aspectos diagnósticos e descritivos da fácies He (A e B) e da microfácies H1. Em (A e B) observa-se argilitos e argilitos sílticos laminados intercalados com camadas mili- a centimétricas contínuas de siltitos com laminação plano-paralela (setas cinzas), característica da fácies He, além de bioturbações piritizadas (setas amarelas). O fotomosaico (C) representa as feições da microfácies H1, com destaque

para a alternância entre camadas de argilito e argilito síltico com níveis de siltito argiloso laminado. A fotomicrografia (D) detalha o contato nítido entre as camadas de argilitos e níveis de siltito fino, além de uma granodecrescência ascendente interna. A fotomicrografia (E) destaca a petrotrama organizada da rocha marcada pela orientação de muscovita, quartzo e argilominerais, além da presença pontual de grãos tamanho areia fina em meio a matriz síltica.....46

Figura 16: Aspectos diagnósticos e descritivos da fácies Heb (A). Observa-se, argilitos sílticos com laminações plano-paralelas localmente preservadas (setas amarelas) intercalados com camadas mili- a centimétricas e descontínuas de siltitos com laminação plano-paralela preservada (setas cinzas), característica da fácies Heb. Pontualmente, observa-se a presença de estruturas de sobrecarga (*load structures*) (setas vermelhas).....48

Figura 17: Aspectos diagnósticos e descritivos da fácies Hf (A e B) e microfácies H2 (C, D e E). Em (A e B) observa-se siltitos e siltitos argilosos que, pontualmente, apresentam laminações preservadas (setas cinzas) intercalados com argilitos e argilitos sílticos formando acamamento heterolítico fláser, feição diagnóstica da fácies Hf. Além disso, destaca-se nessa fácies os contatos difusos e irregulares entre as camadas de siltitos e argilitos (setas amarelas), formados, principalmente, pela bioturbação forte (IB= 3-4). O fotomosaico (C) representa as feições da microfácies H2, com destaque para a bioturbação intensa (IB= 3-4) e para as camadas de siltito finos a médios com laminação plano-paralela preservada. A fotomicrografia (D) demonstra a petrotrama caótica da rocha, com ocorrência de grãos tamanho areia média a grossa em meio a matriz predominantemente síltica. A fotomicrografia (E) mostra detalhes da bioturbação entrecortando níveis argilosos laminados.....51

Figura 18: Aspectos diagnósticos e descritivos da fácies Sb (A) e da microfácies S1 (B, C, D, E, F, G e H). Em (A) observa-se siltitos e siltitos argilosos que, pontualmente, apresentam laminações plano-paralelas preservadas (setas amarelas). O fotomosaico (B) representa as feições da microfácies S1, com destaque para a bioturbação moderada a intensa, obliterando as características deposicionais da rocha. As fotomicrografias (C – nicóis cruzados e D – nicóis paralelos) destacam a cimentação carbonática formada por calcita e anquerita, além de pirita (grãos pretos). As fotomicrografias (E – nicóis cruzados e F – nicóis paralelos) destacam oxidação nas

bordas do cimento de anquerita. As fotomicrografias (G – nicóis cruzados e H – nicóis paralelos) demonstram grãos pontuais de glauconita (mineral verde).....53

Figura 19: Aspectos diagnósticos e descritivos da fácies Sib (A e B) e da microfácies H2 (C, D e E). Em (A e B) observa-se siltitos argilosos intensamente bioturbados (IB= 4-5) com presença de níveis descontínuos com maior concentração de argila em meio a matriz síltica (setas amarelas). O fotomosaico (C) representa as feições da microfácies S2, destaque para a bioturbação intensa associada a matriz síltica com alta argilosidade. As fotomicrografias (D – nicóis paralelos e E – nicóis cruzados) destacam a cimentação carbonática formada por calcita e anquerita.....55

Figura 20: Perfil lito-faciológico na escala 1:80 da sequência transgressivo-regressiva (T-R) de 3ª ordem em estudo. Destaque para as cinco sucessões de fácies identificadas (SF-A, SF-B, SF-C, SF-D e SF-E) e sua ocorrência ao longo do intervalo de estudo. Observe que SF-A e SF-E tem uma ocorrência bem definida, enquanto SF-B, SF-C e SF-D repetem-se em diferentes padrões ao longo dos tratos de sistema transgressivo (TST) e regressivo (TSR).....57

Figura 21: Perfil estratigráfico na escala 1:80 da sequência transgressivo-regressiva de estudo que sintetiza todos os resultados obtidos. Além das informações identificadas nas Figuras 11 e 19 esse perfil demonstra a curva de raio-gama total e o ciclos transgressivo-regressivos (T-R) de 4ª ordem propostos neste trabalho. A escala horizontal da curva de raio-gama foi ajustada para área de impressão do perfil, por isso alguns ciclos T-R de 4ª ordem não são facilmente identificados na curva de raio-gama, requerem uma escala de raio-gama de maior detalhe.....62

Figura 22: Modelo deposicional para a sequência T-R em estudo, proposto com base nas fácies (Al, Ar, He, Heb, Hf, Sib e Sb) e nas microfácies (A1, A2, A3, H1, H2, S1 e S2) da sequência T-R de estudo. Os quadrados na cor vermelha posicionam lateralmente as regiões de formação das fácies e microfácies entre *offshore* distal e a transição entre o *shoreface* inferior e o *offshore* proximal. Os blocos diagramas na posição superior são modelos de representação dos aspectos da fácies descritas no presente estudo.....65

Figura 23: Modelo estratigráfico da sequência T-R em estudo. O padrão em sino (azul) representa o TST de 3ª ordem e o padrão em funil (vermelho) representa o TSR de 3ª ordem.....69

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Síntese das fácies e microfácies identificadas ao longo da sucessão de estudo.....	39
--	----

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	14
2. OBJETIVOS E FINALIDADE.....	15
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	15
4. GEOLOGIA REGIONAL.....	21
4.1. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná.....	22
4.2. Borda Leste da Bacia do Paraná.....	24
4.3. Supersequência Paraná.....	24
4.4. Formação Ponta Grossa.....	25
4.5. Testemunho do Poço 2-TB-1-PR.....	27
5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	29
5.1. Rochas microclásticas.....	29
5.2. Análise de Fácies em rochas microclásticas.....	31
5.3. Estratigrafia de Sequências em rochas microclásticas.....	32
6. RESULTADOS.....	35
6.1. Fácies e microfácies.....	36
6.1.1. Argilitos laminados (fácies Al / microfácies A1).....	39
6.1.2. Argilitos e argilitos sílticos com acamamento riscado (Fácies Ar / Microfácies A2 e A3).....	42
6.1.3. Argilitos e argilitos sílticos com acamamento heterolítico lenticular (Fácies He / Microfácies H1).....	45
6.1.4. Argilitos sílticos com acamamento heterolítico lenticular, bioturbados (Fácies Heb).....	47
6.1.5. Siltitos e siltitos argilosos com acamamento heterolítico fláser, bioturbados (Fácies Hf / Microfácies H2).....	49
6.1.6. Siltitos e siltitos argilosos bioturbados (Fácies Sb / Microfácies S1).....	52

6.1.7. Siltitos argilosos intensamente bioturbados (Fácies Sib / Microfácies S2)..	54
6.2. Sucessões de fácies.....	56
6.3. Sequências T-R de 4ª ordem.....	60
7. DISCUSSÕES.....	64
7.1. Modelo Depositional.....	64
7.2. Modelo estratigráfico.....	69
8. CONCLUSÕES.....	73
9. REFERÊNCIAS.....	75

1. INTRODUÇÃO

Rochas microclásticas (e.g. folhelhos, lamitos, siltitos e argilitos) são rochas constituídas majoritariamente por partículas < 0,063 mm. Combinadas, elas representam cerca de dois terços de todo o registro sedimentar (Macquaker e Adams, 2003). Todavia, devido à dificuldade de observação de suas pequenas partículas e estruturas e, conseqüentemente, da necessidade de utilização de técnicas mais avançadas de análise, como por exemplo a microscopia eletrônica de varredura (MEV), as descrições são, em geral, pouco detalhadas, focadas em características facilmente observáveis em campo, como por exemplo, fissilidade, cor e conteúdo fóssil (Pickard, 1971; Cole e Picard, 1975).

Raros são os trabalhos que se ocupam, por exemplo, em estabelecer a proporção areia / silte / argila em rochas de granulometria predominantemente fina. A análise dessa relação é essencial para a melhor compreensão dos processos sedimentares atuantes em sistemas deposicionais dominados por lama e, em termos exploratórios, é importante para caracterizar o potencial dessas rochas como selante ou reservatório em sistemas petrolíferos especulativos (Carelli e Borghi, 2010).

É neste contexto que se inserem as rochas microclásticas da Formação Ponta Grossa (Devoniano da Bacia do Paraná). Trata-se de uma unidade amplamente estudada desde o início da década de 1910, com as primeiras publicações de Oliveira (1912), e que é muito bem conhecida do ponto de vista geoquímico, organofaciológico e paleontológico, incluindo a descrição de traços fósseis e tafonomia. Entretanto, ainda hoje, seus aspectos sedimentológicos são poucos conhecidos e discutidos na literatura, particularmente quando posicionados em um arcabouço estratigráfico sequencial de alta resolução.

A Estratigrafia de Sequências interpreta o registro sedimentar frente às mudanças do nível de base e das tendências deposicionais que surgem entre o espaço de acomodação e a taxa de sedimentação, possibilitando interpretar a evolução de sistemas deposicionais e a evolução de bacias sedimentares (Catuneanu, 2006). Embora tenha sido desenvolvida para ser aplicada em bacias de margem continental, suas técnicas podem ser transpostas para caracterização de bacias de interior cratônico (Bergamashi, 1999), como acontece em estudos na Bacia do Paraná (e.g. Milani *et al.*, 1998). Neste âmbito, cabe salientar que são poucos os

trabalhos existentes com essa abordagem na Formação Ponta Grossa (e.g. Bergamashi, 1999; Sedorko *et al.*, 2018a; Vargas *et al.*, 2020; Plantz, 2021) e os mesmos tratam, predominantemente, de ciclos de 3ª ordem, havendo uma carência de abordagens mais detalhadas, abrangendo a 4ª/5ª ordem.

Dada a escassez de estudos detalhados e que integram aspectos sedimentológicos, petrográficos e estratigráficos de sucessões essencialmente argilosas, como a Formação Ponta Grossa, há, ainda hoje, uma carência de discussões que permitam uma melhor compreensão dos processos que atuam em sistemas dominados por lama, o quão variáveis essas rochas podem se apresentar no registro geológico e a como se dá a influência de variações alocíclicas ao longo destas sucessões.

2. OBJETIVOS E FINALIDADE

O presente estudo tem como objetivo principal a caracterização sedimentológica de detalhe (em escalas macro- e microscópicas) e estratigráfica de alta resolução de uma sequência transgressivo-regressiva (T-R) de 3ª ordem com cerca de 40 m de espessura constituída por rochas essencialmente microclásticas da Formação Ponta Grossa, Devoniano da Bacia do Paraná. Tendo como finalidade promover um refinamento acerca dos processos sedimentares atuantes e do paleoambiente deposicional interpretado, além de propor um modelo estratigráfico que possibilite indicar, em detalhe, diferenças nos padrões de empilhamento em momentos de criação e destruição de espaço de acomodação.

São objetivos específicos: (i) Caracterização de fácies sedimentares e sucessões de fácies; (ii) Caracterização de microfácies, buscando um refinamento das fácies; (iii) Delimitação de ciclos transgressivos-regressivos (T-R) de alta frequência; e (iv) Definição dos padrões de empilhamento típicos de cada trato de sistema.

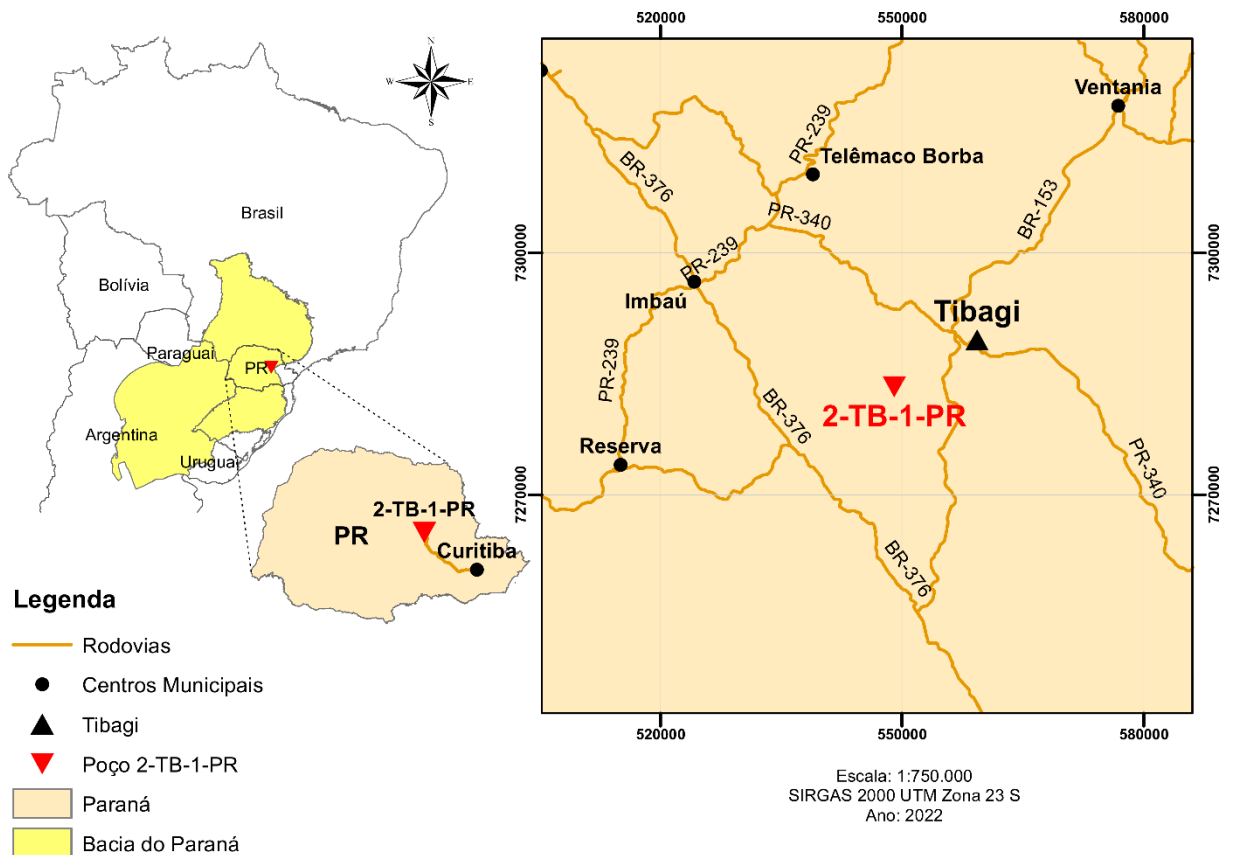
3. MATERIAL E MÉTODOS

O material de estudo consta de um intervalo de cerca de 40 m de espessura constituído por rochas essencialmente microclásticas da Formação Ponta Grossa recuperadas no testemunho de sondagem do poço 2-TB-1-PR, na borda leste da

Bacia do Paraná, bem como de 10 lâminas petrográficas confeccionadas ao longo do intervalo de estudo, nas profundidades de 171,15 m; 178,20 m; 181,05 m; 185,25 m; 186,90 m; 190,05 m; 193,25 m; 194,70 m; 201,80 m; 205,20 m e da curva de raio-gama total correspondente.

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, porção centro-leste do estado do Paraná (coordenadas geográficas X= 548.995.22 Y= 7.283.379.06 – datum SIRGAS 2000 – Figura 1). O principal acesso ao local, partindo de Curitiba, capital do estado, se dá por 170 km sentido noroeste pela BR-376 e mais 60 km sentido norte pela rodovia Transbrasiliana (BR-153) até a área urbana de Tibagi, posteriormente o trajeto até o local é feito por 16 km pela Rua Frei Gaudêncio e estradas vicinais.

Figura 1: Mapa de localização do poço 2-TB-1-PR, na cidade de Tibagi, estado do Paraná, borda leste da bacia do Paraná e vias de acesso.



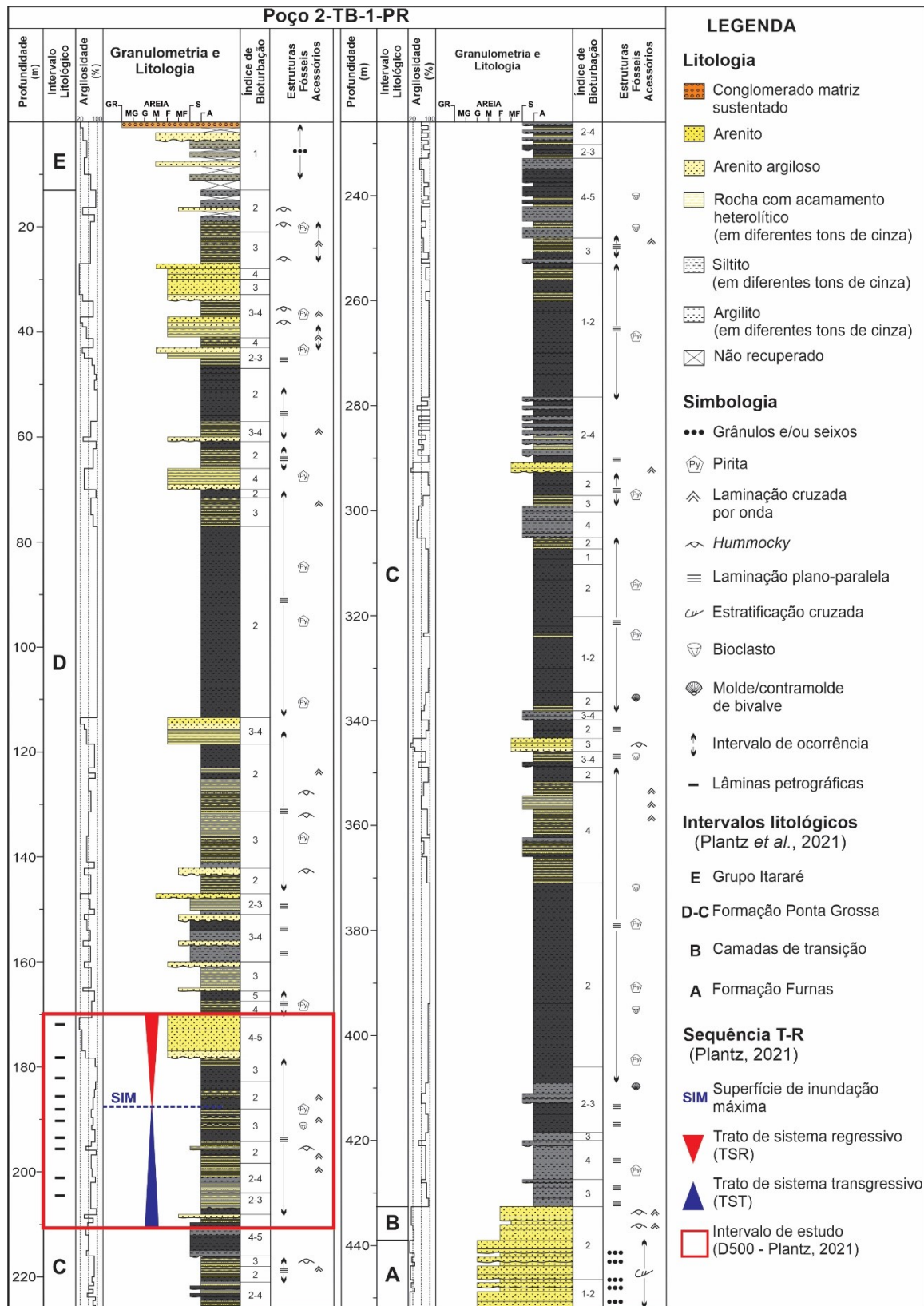
Fonte: O autor.

A sondagem alcançou 451,60 m de profundidade, a testemunhagem foi contínua e apresentou uma taxa de recuperação de aproximadamente 97% (ca. 438,00 m). A seleção da sucessão de estudo, localizada entre ~170,00 e 210,00 m de profundidade (Figura 2), foi feita a partir dos trabalhos de Plantz *et al.* (2021) e Plantz (2021). O primeiro, afirma que o intervalo corresponde aos primeiros depósitos do Membro São Domingos (porção basal do intervalo litológico D – Figura 2), unidade superior da Formação Ponta Grossa que abrange os folhelhos com maior argilosidade, de coloração mais escura, livres de concreções carbonáticas e com baixo conteúdo fossilífero (Lange e Petri, 1967), além de apresentar uma maior ocorrência de camadas de rochas macroclásticas (Plantz *et al.*, 2021). Enquanto Plantz (2021), assume que o intervalo selecionado corresponde a uma sequência transgressiva-regressiva (T-R) de 3ª ordem (Figura 2), denominada pela autora como D500.

Testemunho e lâminas petrográficas encontram-se armazenados nas dependências do Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).

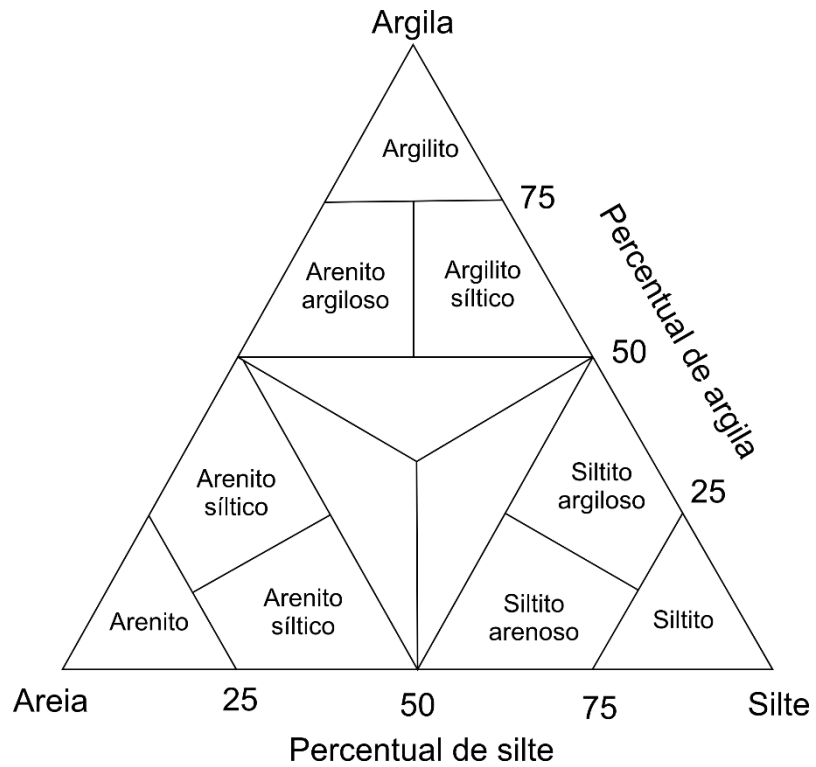
Definido o intervalo de estudo, foi realizada a descrição macroscópica de detalhe (escala de 1:40). Com auxílio de lupa de bolso (aumento de 10x), foram observados os aspectos texturais (*e.g.* litologia, granulometria e seleção), argilosidade e, quando possível, composição (mineralogia). Além disto foram descritas as cores, estruturas sedimentares, tipos de contatos estratais, conteúdo fossilífero e índice de bioturbação. A classificação litológica seguiu a proposta de Pickard (1971) (Figura 3), que se baseia no percentual de argila, silte e areia, dado, neste estudo, por estimativa visual. Já o índice de bioturbação seguiu a proposição Reineck (1963), que varia de 0 (não bioturbado) a 6 (completamente bioturbado) (Figura 4).

Figura 2: Perfil litológico do testemunho de sondagem do poço 2-TB-1-PR na escala 1:800, com a divisão dos intervalos litológicos (A, B, C, D e E) e suas respectivas unidades litoestratigráficas (Plantz *et al.*, 2021). Destaque em vermelho para o intervalo de estudo deste trabalho com a respectiva sequência T-R (Plantz, 2021) e as posições das lâminas petrográficas com relação ao intervalo.



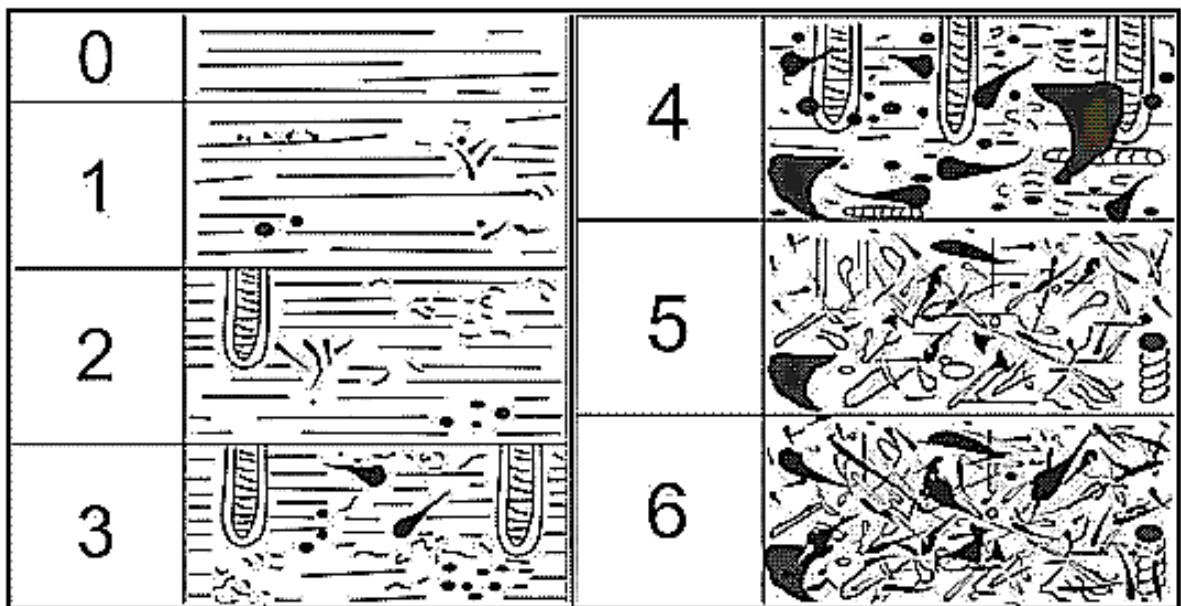
Fonte: Modificado de Plantz *et al.* (2021)

Figura 3: Diagrama ternário de classificação textural de rochas microclásticas.



Fonte: Pickard (1971). Traduzido pelo autor.

Figura 4: Escala de grau de bioturbação.



Fonte: Reineck (1963), modificado por Sedorko e Francischini (2020).

Os dados foram carregados no *software* CorelDraw® para elaboração de perfil litológico de detalhe (escala 1:40) e, em seguida, caracterizadas fácies sedimentares de acordo com os critérios de Selley (2000), Borghi (2000) e Posamentier e Walker (2006). As fácies foram interpretadas em termos de processos deposicionais e, em seguida, agrupadas em sucessões de fácies para a interpretação de paleoambientes deposicionais. O código proposto para as fácies seguiu o modelo de Miall (1977), em que a primeira letra corresponde a litologia predominante e as restantes a alguma característica diagnóstica.

A caracterização de microfácies seguiu a proposta de Carelli e Borghi (2010), que consideram os aspectos composicionais e texturais (microtrama e microestruturas), elementos chave na definição de microfácies sedimentares. Para nomear as microfácies optou-se por um código alfa-numérico, cuja letra inicial faz menção a litologia predominante na lâmina petrográfica descrita. As lâminas petrográficas foram descritas qualitativamente através de microscópio petrográfico de luz transmitida LUMEN, modelo T3 15A, locado no Laboratório de Mineralogia e Petrografia da Universidade Federal de Uberlândia. Já os fotomosaicos foram adquiridos com aumento de 5X, em nicois paralelos, através do microscópio modelo Zeiss Imager M2m, locado no Lagesed (UFRJ). A nomenclatura adotada também foi baseada no diagrama ternário de Pickard (1971) (Figura 3) e os percentuais de argila, silte e areia estimados a partir de visadas em, no mínimo, cinco campos distintos.

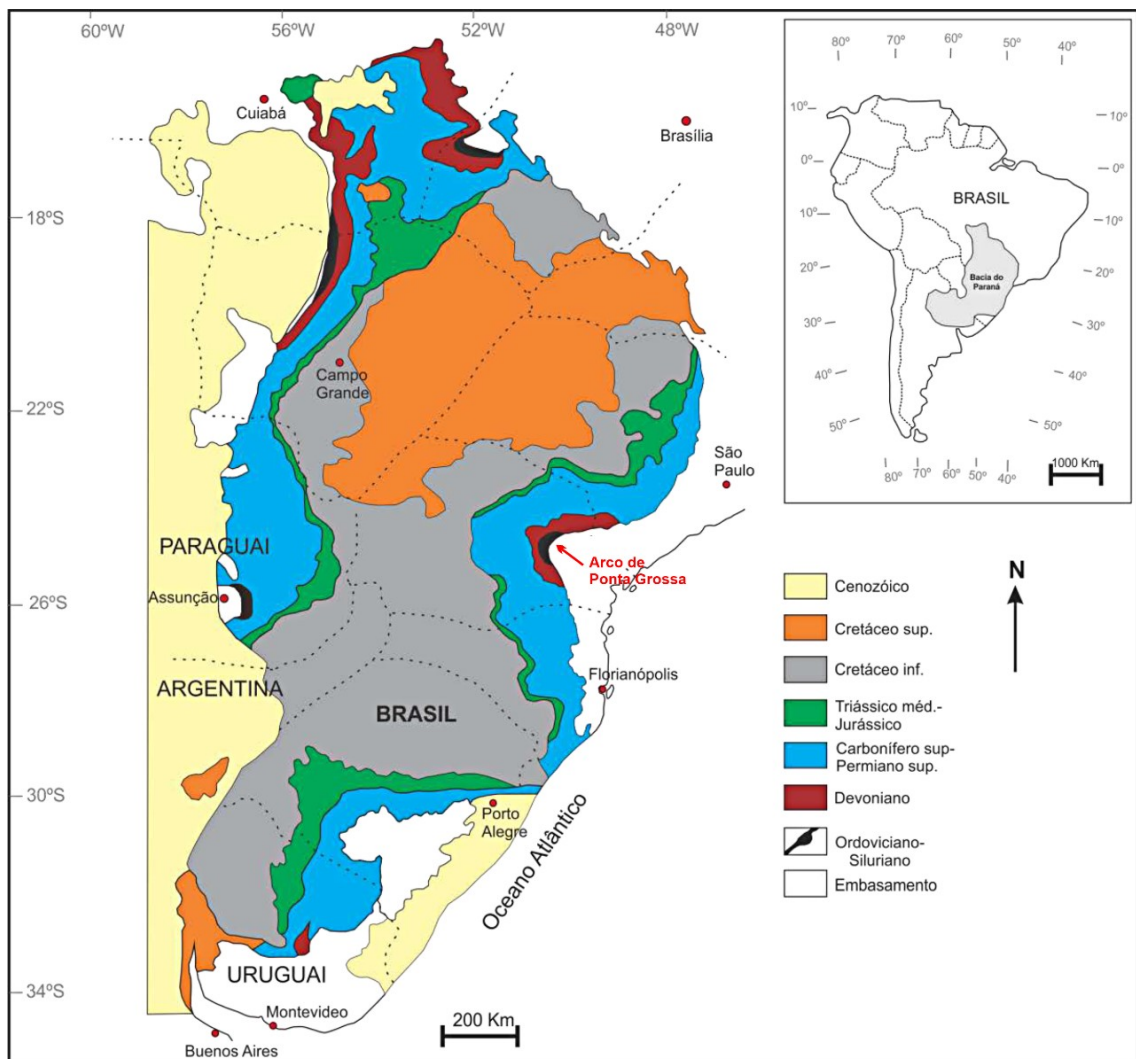
Para a caracterização estratigráfica sequencial de alta resolução, realizou-se a análise conjunta do perfil litológico e do perfil de raio-gama total. O perfil de raio-gama foi obtido através de leitura contínua na parede do poço e constitui uma importante ferramenta na identificação de tendências transgressivas e regressivas de alta frequência (Ferreira *et al.*, 2010). Neste sentido, optou-se pela aplicação do conceito de sequências transgressivas – regressivas (T–R, *sensu* Embry, 2002) que são sucessões de estratos geneticamente relacionados resultado da movimentação, em momentos de subida e descida do nível do mar.

Para cumprir os objetivos e finalidade do estudo, procedeu-se a integração dos dados sedimentológicos macro- e microscópicos e estratigráficos.

4. GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia do Paraná, uma bacia paleozoica de interior cratônico, constitui uma extensa depressão deposicional no continente sul-americano. Seu formato é ovalado, com eixo maior na direção norte-sul, apresentando dimensões de aproximadamente 1.750 km de comprimento, 900 km de largura e 8 km de profundidade, totalizando uma área de cerca de 1.500.000 km², que inclui porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai (Milani *et al.*, 2007) (Figura 5). Seu registro sedimentar estende-se do Meso/Neorodoviciano até o Neocretáceo (Milani *et al.*, 1998).

Figura 5: Mapa geológico da Bacia do Paraná englobando as porções territoriais Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai. Destaque em vermelho para o Arco de Ponta Grossa, na porção leste da Bacia.



Fonte: Assine *et al.*, (1994) modificado por Côrtes (2013).

4.1. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná

A Bacia Sedimentar do Paraná formou-se na porção sul-ocidental do Gondwana, em um contexto de interior cratônico estável, caracterizando um golfo aberto para o Panthalassa (Milani e Ramos, 1998). Autores como Milani e Ramos (1998) e Milani *et al.* (2007), sugerem que sua formação e evolução foram fortemente influenciadas pela tectônica ativa na borda sul-ocidental do Gondwana (Figura 6). Segundo estes autores, os ciclos de subsidência da bacia foram controlados por mecanismos flexurais, associados a sobrecarga tectônica originada pela formação dos cinturões adjacentes e propagada para dentro do continente através da calha de antepaís.

Figura 6: Contexto tectono-sedimentar da margem meridional de Gondwana, representando a placa oceânica Panthalassa em convergência com a placa continental e distinguindo a porção cratônica de Gondwana e as faixa móveis.



Fonte: Milani (1997), modificado por Moreira (2019).

Logo, a geodinâmica da borda ativa do Gondwana foi responsável pelos sucessivos ciclos de criação de espaço de acomodação na área intracratônica, controlando o registro estratigráfico da bacia, que, de acordo com Milani (1997),

encontra-se dividido em seis supersequências limitadas por discordâncias regionais, a saber: (i) Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano); (ii) Supersequência Paraná (Devoniano); (iii) Supersequência Gondwana I (Carbonífero – Eotriássico); (iv) Supersequência Gondwana II (Meso- a Neotriássico); (v) Supersequência Gondwana III (Neojurássico – Eocretáceo); e (vi) Supersequência Bauru (Neocretáceo).

As supersequências Rio Ivaí, Paraná e Gondwana I correspondem a grandes ciclos transgressivo-regressivos paleozoicos (Milani *et al.*, 1998), associados a dois grandes eventos tectono-sedimentares magmáticos, a orogenia do Gondwana sul-ocidental, representada pelo ciclo Famatiniano (Ordoviciano a Devoniano) que inclui as orogenias Oclóyica e Precordilheirana e o ciclo Gondwânico (Carbonífero e Triássico) que inclui as orogenias Chánica e Sanrafaélica.

No ciclo Famatiniano, durante o Meso / Neo-Ordoviciano, antigas zonas de fraqueza do embasamento foram reativadas pela colisão entre o terreno Precordilheira e o Gondwana, denominada Orogenia Oclóyica (Ramos *et al.*, 1986). Esse evento propiciou a subsidência inicial da Bacia do Paraná, na forma de depressões alongadas na direção NE-SW, o que gerou espaço de acomodação para os depósitos da Supersequência Rio Ivaí (Milani, 1997). No Devoniano, a colisão do terreno Chilenia (Zalán, 2004) promoveu o início da orogenia Precordilheirana, instituindo um ciclo de subsidência acelerada que deu origem aos depósitos da Supersequência Paraná (Milani e Ramos, 1998).

No ciclo Gondwânico, durante o Eocarbonífero, o terreno Chilenia completava sua fase final de colisão, evento denominado Orogenia Chánica (Zalán, 2004). Esse evento foi responsável por um ciclo de subsidência bem preservado na porção continental Gondwana, que na Bacia do Paraná ficou caracterizado pelos depósitos da Supersequência Gondwana I, pouco espessos devido a um período de glaciação (Milani e Ramos, 1998). Durante o final do Eopermiano, a acreção do terreno Patagônia ao sul do Gondwana promove a Orogenia Sanrafaélica (Gondwanides) (Milani e Ramos, 1998; Zalán, 2004).

As demais supersequências (Gondwana II, Gondwana III e Bauru), se formaram por forte influência da ruptura do Gondwana e abertura do Atlântico Sul e correspondem a pacotes sedimentares continentais mesozoicos com as rochas

ígneas associadas da Formação Serra Geral, constituindo o registro remanescente de sucessivas fases de acumulação sedimentar que se alternaram com épocas de erosão generalizada (Milani *et al.*, 1998).

4.2. Borda Leste da Bacia do Paraná

Na borda leste da Bacia do Paraná, região de interesse deste estudo, destaca-se o Arco de Ponta Grossa (Figura 5), uma feição estrutural de soerguimento formada por um enxame de diques e corpos magmáticos, com eixo principal NW-SE e mergulho para o interior da bacia (Raposo, 1995).

De acordo com Zalán *et al.* (1990), o soerguimento do Arco de Ponta Grossa ocorreu por meio de pulsos ascensionais, associados à abertura do Atlântico Sul, que ocorreram entre o Cretáceo e o Neógeno. Para Raposo (1995), já no Permiano havia uma estrutura positiva na região do Arco de Ponta Grossa e o clímax do soerguimento ocorreu entre o Jurássico-Cretáceo Inferior. Como consequência do soerguimento houve a remoção de uma sucessão sedimentar de mais de 2.500 m de espessura e a exposição de rochas paleozoicas da Bacia do Paraná (Zalán *et al.*, 1990), dentre elas as siluro-devonianas da Supersequência Paraná.

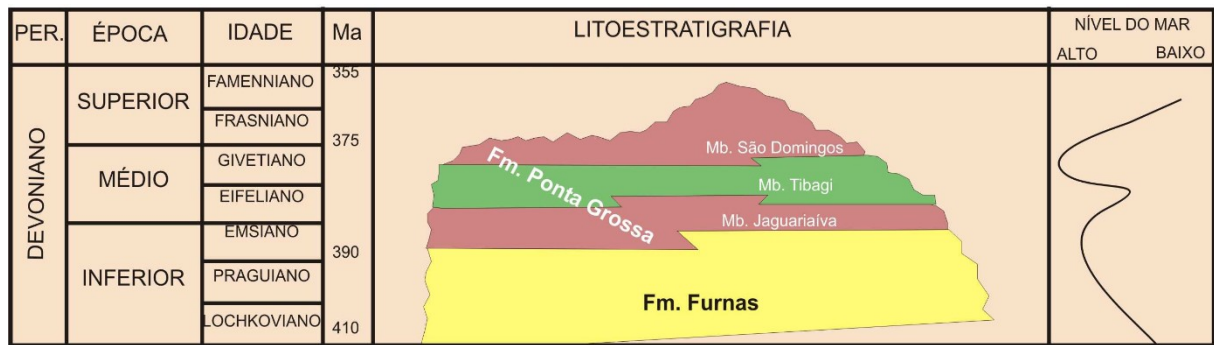
4.3. Supersequência Paraná

A Supersequência Paraná (Figura 5) abrange um pacote de rochas sedimentares com espessura máxima de ~ 800 m e geometria predominantemente tabular. Seus sedimentos podem assentar-se sobre os depósitos da Supersequência Rio Ivaí ou diretamente sobre o embasamento da bacia (Milani *et al.*, 2007). A unidade é delimitada, em sua base, por uma superfície regional discordante, regular e aplainada, a Discordância Neossiluriana, e em seu topo por uma discordância erosiva regional (Discordância Pré-Itararé) desenvolvida no final do Devoniano e, sobretudo, no Carbonífero (Milani *et al.*, 2007).

A supersequência representa um ciclo regressivo-transgressivo completo de oscilação do nível do Panthalassa e está relacionada ao segundo ciclo de subsidência da Bacia do Paraná, originada pela flexura regional da Orogenia Precordilheirana (Milani e Ramos, 1998). É constituída pelo Grupo Paraná (Figura 7), formado por um

pacote arenoso inferior, a Formação Furnas, e um pacote constituído essencialmente por rochas microclásticas sobrejacente, a Formação Ponta Grossa, unidade alvo do presente estudo.

Figura 7: Carta estratigráfica representativa do Grupo Paraná (Devoniano) da Bacia do Paraná.



Fonte: Rezende (2007), modificado de Pereira *et al.* (1998) e Assine *et al.* (1998).

4.4. Formação Ponta Grossa

A Formação Ponta Grossa, Devoniano da Bacia do Paraná, é caracterizada por espessas seções de folhelhos, argilitos, siltitos e lamitos micáceos, finamente laminados, com arenitos finos a muito finos subordinados, frequentemente bioturbados. Laminações plano-paralelas são frequentemente observadas e, de forma subordinada, ocorrem estratificações cruzadas *hummocky* de pequeno porte, laminação fláser, marcas onduladas e estruturas de escorregamento (Bosetti *et al.*, 2007).

Sua espessura é bastante variável podendo chegar até 654 m, conforme constatado no poço 2-AP-1-PR em Apucarana – PR (Assine, 1996). Distribui-se, geograficamente, desde a borda sul à borda norte da Bacia do Paraná, aflorando nos estados brasileiros Paraná, Santa Catarina, Mato Grosso e Goiás.

O paleoambiente de sedimentação é interpretado como marinho raso, dominado pela ação de ondas normais e de tempestade (Milani *et al.*, 2007). As rochas possuem conteúdo fossilífero bastante variado, com ocorrências de trilobitas, anelídeos, braquiópodos, bivalvíos, gastrópodos, equinodermos, acritarcas e quitinozoários (Clarke, 1913), sendo datada através desse último (Lange e Petri, 1967;

Grahn *et al.*, 2000, 2002; Grahn, 2005; Gaugris e Grahn, 2006) como Praguiano-Neofrasniano.

A Formação Ponta Grossa associa-se a um período de transgressão que foi responsável pelo rápido afogamento dos sistemas parálicos a marinhos plataformais da Formação Furnas (Bergamaschi, 1992; Assine *et al.*, 1994). A natureza do contato entre essas duas unidades litoestratigráficas é controversa, pois em alguns afloramentos é visivelmente gradacional, como observado por Petri (1948), na seção onde definiu-se as “camadas de transição”. E, em outros afloramentos, podem ser observados contatos abruptos, indicativos de discordância (Bigarella, 1973).

Seu contato superior se dá com os depósitos glaciais do Grupo Itararé. O mesmo é caracterizado por uma discordância erosiva, dada pela erosão Pré-Carbonífera, o que explica a ausência de grande parte do registro do Devoniano Superior da Formação Ponta Grossa (Diniz, 1985).

Petri e Lange (1967) propuseram a divisão tripartite da Formação Ponta Grossa nos membros Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos.

O Membro Jaguariaíva, unidade basal da Formação Ponta Grossa, de idade Praguiana – Emsiana (Milani *et al.*, 2007), é caracterizado pela presença de folhelhos argilosos, sílticos ou arenosos, muito fossilíferos e frequentemente bioturbados, de coloração cinza média a escura, com arenitos finos a muito finos subordinados. Apresentam desde laminações plano-paralelas milimétricas até estratos centimétricos maciços. Há também camadas delgadas de arenito muito fino com estratificação cruzada monticulada (*hummocky*), sendo comum a presença de pirita, principalmente nos folhelhos pretos, além de concreções de calcita e de siderita (Milani *et al.*, 2007). Tais rochas assentam-se sobre os arenitos da Formação Furnas e são associadas a um sistema marinho raso dominado por ondas e tempestades (Bergamaschi, 1999).

O Membro Tibagi, unidade intermediária da Formação Ponta Grossa, é datado como Eifeliano (Lange, 1967) e apresenta contato transicional, na base e no topo, com os demais membros da formação. É caracterizado pela presença de arenitos sílticos, micáceos, que normalmente exibem tons amarelo ocre ou amarelo avermelhado como produto da ação intempérica. Ocorrem como camadas centimétricas de arenitos finos com laminação cruzada por onda e estratificação cruzada monticulada (*hummocky*) e/ou arenitos médios intensamente bioturbados, organizadas em ciclos *coarsening*

upward com folhelhos e siltitos com laminações cruzadas por onda na base, normalmente interpretados como o registro de progradações deltaicas (Milani *et al.*, 2007).

O Membro São Domingos, unidade superior da Formação Ponta Grossa, de idade Givetiana – Neofrasniana (Lange, 1967; Daemon *et al.*, 1967) representa uma ampla inundação que fecha o registro devoniano (Milani *et al.*, 2007). A unidade, em sua seção tipo, possui 90 m de espessura e é composta por folhelhos argilosos finamente laminados, com camadas betuminosas. Essas rochas apresentam coloração cinza, cinza escuro e preta quando frescos e quando intemperizadas podem exibir coloração esverdeada e cinza avermelhada. Ocorrem também siltitos com laminação cruzada por onda e argilitos e siltitos com intercalações centimétricas de arenitos, além de arenitos finos a médios com laminação cruzada por onda e estratificação tipo *hummocky*. No topo da unidade encontra-se uma discordância erosiva com os arenitos e tilitos do Grupo Itararé.

O Membro São Domingos diferencia-se do Membro Jaguariaíva por possuir folhelhos mais argilosos e coloração mais escura, além disso, não apresentam concreções carbonáticas e seu conteúdoossilífero é exponencialmente menor (Plantz *et al.*, 2021). Suas características apontam para um paleoambiente de plataforma marinha rasa dominada pela ação de ondas (Petri, 1948; Bergamaschi, 1999; Milani *et al.*, 2007; Plantz *et al.*, 2021).

4.5. Testemunho do Poço 2-TB-1-PR

O testemunho de sondagem do poço 2-TB-1-PR (Figura 2) foi previamente estudado por Plantz *et al.* (2021), que se dedicaram a caracterização de intervalos litológicos e reconhecimento das unidades litoestratigráficas recuperadas no testemunho; Plantz (2021), que buscou compreender a efetividade destas rochas como possíveis reservatórios não convencionais; e Maia *et al.* (2021), que concentraram seus esforços na caracterização mineralógica destas rochas, utilizando, para tal, técnicas de difratometria de raios-x (DRX).

Inicialmente, o testemunho do poço 2-TB-1-PR foi descrito por Plantz *et al.* (2021), que estabeleceram cinco diferentes intervalos litológicos (A, B, C, D e E)

(Figura 2) com base em aspectos texturais, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero, índice de bioturbação, tipos de contatos estratiais, espessura e recorrência de camadas de arenito e/ou rochas com acamamento heterolítico. O intervalo A (438,80 – 451,60 m) é composto pelos arenitos com estratificação cruzada atribuídos a Formação Furnas. O intervalo B (432,60 – 438,80 m) é representado por arenitos laminados intercalados com camadas pouco espessas de argilitos associados as camadas de transição (Petri, 1948) presentes entre as formações Furnas e Ponta Grossa. Os intervalos C (208,10 – 432,60 m) e D (13,00 - 208,10 m) são compostos predominantemente por argilitos laminados da Formação Ponta Grossa e correspondem, respectivamente, aos membros Jaguariaíva e São Domingos. Plantz *et al.* (2021) afirmam que a principal diferença entre os intervalos C e D está na maior proporção de rochas areníticas e com acamamento heterolítico presente no intervalo D. Por fim, o intervalo E (13,00 – 0,00 m), é formado por rochas conglomeráticas associadas ao Grupo Itararé.

Além disso, Plantz *et al.* (2021), através de estudo palinológico, assumem que as rochas das camadas de transição e da Formação Ponta Grossa (intervalos litológicos B, C e D), datam do Neopraguiano ao Eo/MesoGivetiano(?).

Plantz (2021), também analisando o testemunho do poço 2-TB-1-PR, estabeleceu duas sequências transgressivas-regressivas (T-R) de 2ª ordem: uma basal (438,80 – 208,10 m), cujo limite inferior foi posicionado na base do intervalo litológico B (“camadas de transição”) de Plantz *et al.* (2021) e se estende até o limite entre os intervalos litológicos C e D definidos pelos mesmos autores; e uma ao topo (209,60 – 13,00 m) que corresponde ao intervalo litológico D, ou seja, ao Membro São Domingos da Formação Ponta Grossa (Plantz *et al.*, 2021). De acordo com Plantz (2021), essa sequência de 2ª ordem do topo do testemunho compreende cinco sequências T-R de 3ª ordem (D500, D600, D700, D800 e D900), caracterizadas por um trato de sistema transgressivo (TST) com elevada recorrência de rochas com acamamento heterolítico, que marcam a constante chegada de sedimentos sílticos e arenosos nas porções mais distais da bacia, e um trato de sistema regressivo (TSR) com camadas espessas de arenitos e arenitos argilosos.

Maia *et al.* (2021), através de DRX, identificaram as fases mineralógicas predominantes no poço 2-TB-1-PR. Apesar de identificarem que a composição mineral das rochas ao longo do testemunho é bastante uniforme, foram capazes de

definir quatro assembleias mineralógicas distintas (A, B, C e D). A assembleia A é caracterizada pela ocorrência de quantidades elevadas de quartzo, feldspatos (albita e microclina) e micas. A assembleia B é definida pelos argilominerais illita, glauconita, diquita, caulinita, além de clorita em quantidades traço. A assembleia C é semelhante a B, porém com o acréscimo de siderita. A assembleia D é representada pela coexistência de anquerita e calcita com os demais minerais, indicando a presença de grãos e cimentos carbonáticos. Além disso, os autores destacam a presença acentuada de quartzo em intervalos argilosos, indicador de condições de maior energia capaz de transportar grãos mais grossos para a bacia.

5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

5.1. Rochas microclásticas

O termo rochas microclásticas refere-se a rochas constituídas majoritariamente por partículas < 0,063 mm, ou seja, argilitos, argilitos sílticos, siltitos argilosos, siltitos, dentre outros (*q.v.* Pickard, 1971 – Figura 3), que podem apresentar ou não fissilidade. Trata-se de uma classificação textural para rochas cujos grãos predominantes não são visíveis ao olho humano nu.

Em sucessões constituídas essencialmente por rochas microclásticas é comum a identificação de delgadas camadas, ou até mesmo lâminas, alternadas de areia, silte e argila, constituindo acamamentos heterolíticos. Alguns autores (*e.g.* Shi, 1991), associam a presença de acamamento heterolítico a deposição em ambientes controlados por marés, utilizando, inclusive, o termo “acamamento de marés”. Já Thomas et al. (1987) propuseram o termo “estratificação heterolítica” para descrever camadas alternadas de areia, silte e argila que ocorrem por variações no processo deposicional, sem realizar qualquer associação com o ambiente deposicional. Mais recentemente, Borghi (2002) relaciona intercalações de areia, silte e argila com a ação de ondas de tempestade (tempestitos), enquanto Fruergaard (2009), assume que este tipo de acamamento é controlado pelas mudanças nas condições da energia do processo de sedimentação dadas, principalmente, pela oscilação do nível do mar.

Como produto da intercalação entre diferentes processos sedimentares, foram definidos três tipos de acamamentos heterolíticos, a saber:

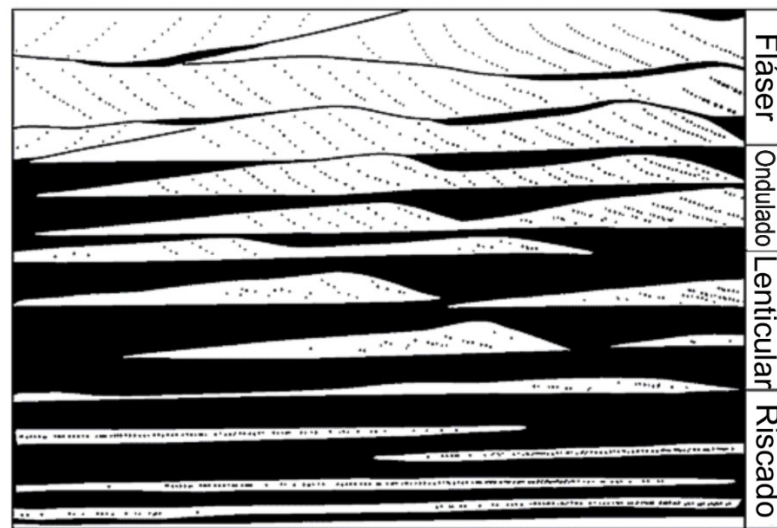
(i) Acamamento heterolítico lenticular (*linsen bedding*) (Figura 8) é produzido quando níveis descontínuos de sedimentos silto-arenosos se depositam em meio à um substrato argiloso, formando corpos isolados. Esse tipo de acamamento possui proporção de siltitos e arenitos inferior a 50%, com predomínio de argilitos, indicando condições ambientais de baixa energia seguida por eventuais períodos com energia mais alta.

(ii) Acamamento heterolítico ondulado (*wavy bedding*) (Figura 8) se forma quando as condições de deposição e preservação de sedimentos são intermediárias ao estabelecido para os acamamentos heterolíticos lenticular e fláser. Consiste em camadas alternadas de sedimentos silto-arenosos e argilosos, com aproximadamente a mesma espessura. Esse tipo de acamamento apresenta proporção similar (~50%) entre siltitos/arenitos e argilitos e indica uma alternância entre períodos de deposição sob condições de mais alta e de mais baixa energia.

(iii) Acamamento heterolítico fláser (*flaser bedding*) (Figura 8) se forma durante períodos de energia mais alta, quando sedimentos de maior granulometria se depositam, enquanto sedimentos argilosos permanecem em suspensão. Posteriormente, estes sedimentos são depositados formando níveis argilosos em meio a um substrato silto-arenoso. Nesse tipo de acamamento a proporção de siltitos e arenitos é superior a 50%, indicando o predomínio de processos sedimentares de alta energia, seguidos por breves períodos de calmaria.

Além destes, tem-se o acamamento riscado (*pin-stripe bedding*) (Figura 8), apresentado por Folk (1973) como sendo uma interlaminação repetitiva entre níveis milimétricos e contínuos de sedimentos silto-arenosos finos e argilosos.

Figura 8: Modelo ilustrativo dos acamamentos heterolíticos dos tipos fláser (*fláser bedding*), ondulado (*wavy bedding*) e lenticular (*linsen bedding*), e do acamamento riscado (*pin-stripe bedding*).



Fonte: Lanier (1993). Traduzido pelo autor.

5.2. Análise de Fácies em rochas microclásticas

Fácies sedimentares são definidas como uma massa de sedimentos ou de rochas sedimentares, caracterizada e distinguida das demais por seus atributos físicos, químicos ou biológicos, direta ou indiretamente. Uma fácies ocorre como produto de um processo ou de um conjunto de processos sedimentares, que ocorrem em um ambiente de sedimentação (*q.v.* Selley, 1970; Selley, 2000; Borghi, 2000; e Walker, 2006). Aspectos descritivos macroscópicos, como por exemplo: textura, composição, estruturas sedimentares, geometria estratal, padrão de paleocorrentes, conteúdo fossilífero e, até mesmo, cor, são normalmente utilizados para o reconhecimento litofácies.

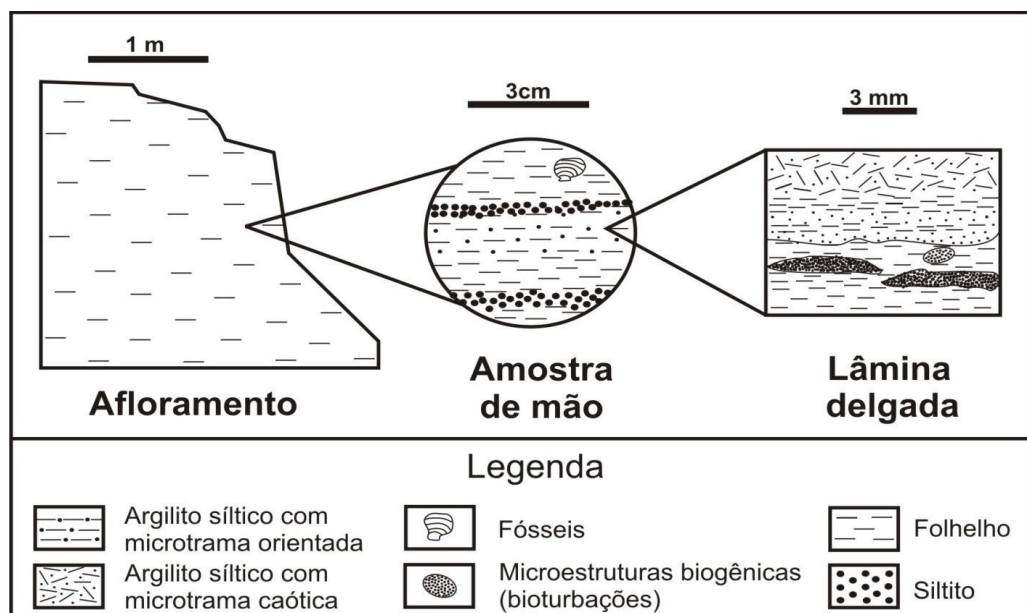
A interdependência genética entre fácies caracteriza, segundo Etchebehere e Saad (2003), uma relação de fácies. Essa relação, quando em sequenciamento linear no espaço, compreende uma sucessão de fácies, que permite compreender contextos paleoambientais de sedimentação (Borghi, 2002).

Apesar de amplamente difundidos na literatura, os conceitos de fácies e sucessão de fácies não são tão comumente aplicados ao estudo de rochas microclásticas. Isso ocorre devido à dificuldade de observação de suas pequenas partículas e estruturas e, conseqüentemente, da necessidade de realização de

observações detalhadas, que busquem descrever feições que vão além de fissilidade e cor, como frequentemente apresentado na literatura. Para isso, observações em lâminas petrográficas são fundamentais e junto das litofácies verifica-se a importância de caracterizar as microfácies.

De acordo com a proposição de Carelli e Borghi (2010), uma microfácies representa uma massa de sedimento ou rocha sedimentar que se destaca por atributos microscópicos, como: mineralogia, microtextura, microtrama, microestruturas físicas e/ou biogênicas, ocorrência de microfósseis e matéria orgânica, observáveis em lâminas delgadas com auxílio de microscópios petrográficos; aliados à atributos macroscópicos como: cor, fissilidade e variação da geometria estratal. O uso das microfácies aliadas a uma boa caracterização faciológica (Figura 9) traz importantes informações quanto às condições do ambiente de sedimentação, além de fornecer subsídios para uma análise estratigráfica mais precisa. A vantagem dessa abordagem para rochas de granulometria predominantemente fina é possibilitar a caracterização textural e mineralógica em escala de detalhe.

Figura 9: Diferentes escalas na diagnose de fácies sedimentares em rochas microclásticas.



Fonte: Carelli e Borghi (2010).

Neste aspecto, estudos sedimentológicos em escalas macro- e microscópicas em rochas microclásticas são relativamente recentes. Schieber et al. (2007); Schieber e Southard (2009); Schieber (2011) com este tipo de abordagem trouxeram o conceito de floclação de argilas, na perspectiva de que rochas microclásticas também podem ser formadas em ambientes com alto nível de energia.

Já Macquaker e Taylor (1996), Schieber (1998), Macquaker e Howell (1999), Macquaker et al. (2007), Wilson e Schieber (2015, 2017), Li e Schieber (2020), analisaram sucessões de rochas microclásticas a partir de caracterizações de ciclos faciográficos, trazendo o conceito de sucessões de fácies para demonstrar, em diferentes escalas, a heterogeneidade dessas rochas (Figura 9).

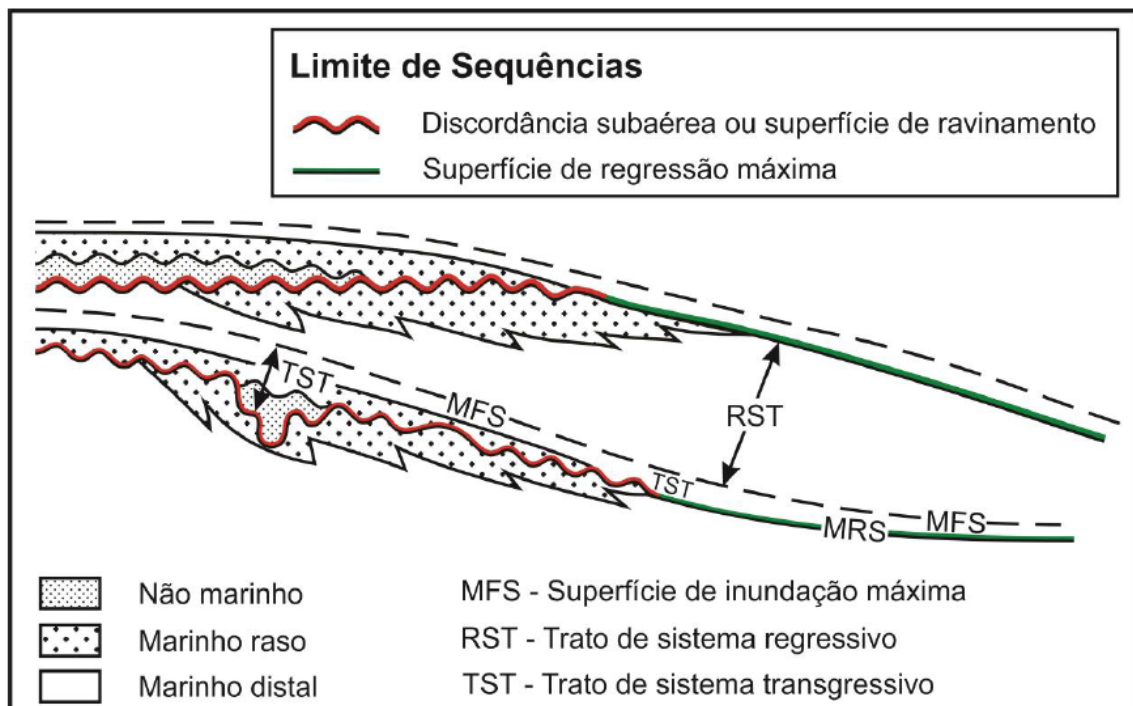
5.3. Estratigrafia de Sequências em rochas microclásticas

A estratigrafia de sequências é o estudo da identificação e da correlação das mudanças nas tendências deposicionais das rochas ao longo do tempo (Embry, 2002). Essa metodologia interpreta o registro sedimentar frente às mudanças do nível de base e às tendências deposicionais que surgem a partir da relação entre o espaço de acomodação e a taxa de sedimentação, possibilitando interpretar a evolução de sistemas deposicionais e a evolução de bacias sedimentares (Catuneanu, 2006). Embora tenha sido desenvolvida para ser aplicada em bacias de margem continental, suas técnicas podem ser transpostas para caracterização de bacias de interior cratônico, como acontece em estudos na Bacia do Paraná (e.g. Milani *et al.*, 1998; Bergamaschi, 1999; Sedorko *et al.*, 2018a; Vargas *et al.*, 2020; Plantz, 2021).

A estratigrafia de sequências, desde a sua concepção, tem sido amplamente aplicada a rochas e sedimentos macroclásticos (Catuneanu, 2009), entretanto, essa análise é raramente aplicada a sucessões de rochas microclásticas, visto a dificuldade de detalhamento de fácies sedimentares, a suscetibilidade dessas rochas ao intemperismo e a relativa homogeneidade das sucessões (Li e Schieber, 2020). As propostas de caracterização de sequências deposicionais nestas sucessões baseiam-se, principalmente, nas assinaturas das curvas de raio-gama, por vezes complementadas por análises químicas (e.g. Macquaker e Taylor, 1996; Macquaker e Howell, 1999; Bergamaschi, 1999; Macquaker *et al.*, 2007; Li e Schieber, 2020; Vargas *et al.*, 2020).

Dentre os modelos estratigráficos, o mais recomendado para sucessões reconhecidas pela homogeneidade textural é o modelo de sequências Transgressivas-Regressivas (T-R), proposta por Embry e Johannessen (1992). Trata-se de um modelo que atende ao critério de praticidade no reconhecimento de superfícies estratigráficas e tratos de sistema (Embry, 2002). Nas margens da bacia, o limite de uma sequência T-R é dado por uma discordância subaérea e, em porções marinhas profundas, onde predomina a decantação de sedimentos finos, por superfície de regressão máxima (SRM – Figura 10). Acima da SRM desenvolve-se o Trato de Sistema Transgressivo (TST) (Figura 10), caracterizado pelo menor aporte de sedimentos macroclásticos nas regiões marinhas profundas, até o momento de máxima transgressão, identificado pela superfície de inundação máxima (SIM). A partir da SIM, tem-se o Trato de Sistema Regressivo (RST) (Figura 10), que tende a concentrar os maiores percentuais de silte e areia das sucessões essencialmente argilosas.

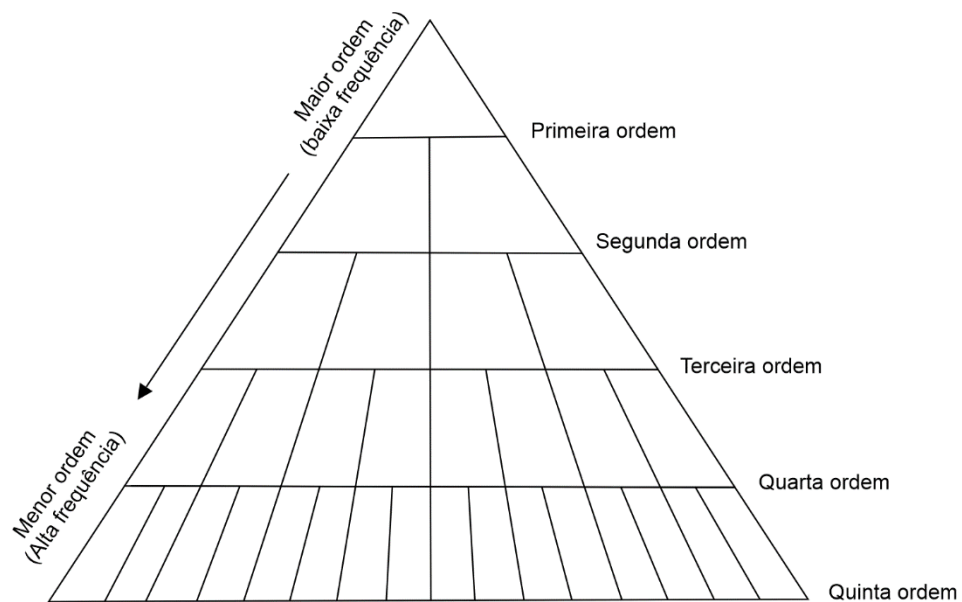
Figura 10: Perfil ilustrando as superfícies estratigráficas de sequências e os limites da sequência T-R.



Fonte: Embry (2002).

Um outro conceito importante no estudo de sequências estratigráficas é o de hierarquia desses corpos. Segundo Catuneanu (2006), as sequências podem ser hierarquizadas conforme a sua importância relativa, de acordo com as diferentes formas de deposição e em variadas escalas temporais. No sistema hierárquico proposto pelo autor, o nível de importância é baseado, principalmente, na análise de padrões de empilhamento faciológico. Os ciclos de menor ordem e/ou mais frequentes (Figura 11) demonstram uma mudança na tendência deposicional que pode ser observado diretamente através da aplicação de critérios faciológicos. Já os ciclos de maiores ordens e/ou menos frequentes (Figura 11), descrevem uma tendência deposicional em escalas de observação cada vez menores. Conforme a pirâmide de hierarquização (Figura 11; Catuneanu, 2006), uma sequência pode se subdividir em duas ou mais sequências de ordens inferiores.

Figura 11: Diagrama de pirâmide representando os conceitos de hierarquia de sequências.



Fonte: Catuneanu (2006). Traduzido pelo autor.

6. RESULTADOS

A descrição litológica de detalhe, baseada principalmente nos aspectos texturais das rochas que compõem a sucessão de estudo, permitiu identificar dois intervalos com características litológicas distintas (Figura 12). O intervalo basal (209,50 m a 179,30 m) é o mais espesso, representando 77% da sucessão de estudo,

e apresenta uma grande variedade de litologias (Figura 12). Em geral, é caracterizado por camadas decimétricas a métricas de argilitos e argilitos sílticos laminados, bem como argilitos e argilitos sílticos com acamamento riscado (*pinstripe bedding*), ambos com coloração variando entre cinza médio e cinza escuro. Rochas com acamamento heterolítico lenticular (*linsen bedding*) são bastante frequentes e ocorrem em camadas centimétricas a métricas, enquanto rochas com acamamento heterolítico fláser (*flaser bedding*), caracterizadas pela maior ocorrência de lâminas de siltito intercaladas com argilitos e argilitos sílticos, ocorrem em camadas centimétricas, mais recorrentes na porção inferior do intervalo basal. Siltitos e siltitos argilosos, localmente laminados, ocorrem de forma pontual.

Em contrapartida, o intervalo superior é bastante restrito, contando com menos de 10 m de espessura (179,30 m a 170,60 m – Figura 12), e é reconhecido pela homogeneidade litológica. Observa-se exclusivamente a presença de camadas métricas de siltitos e siltitos argilosos, com coloração variando em tons de cinza claro a escuro, moderados a intensamente bioturbados, mas que, localmente, exibem resquícios de laminações plano-paralelas preservadas.

Os intervalos basal e superior guardam relações com os tratos de sistema transgressivo (TST) e regressivo (TSR), definidos por Plantz (2021) com base no comportamento das curvas de raio-gama. Grande parte do intervalo basal (209,50 m a 188,40 m) corresponde ao TST, enquanto o TSR (188,40 m a 170,60 m) é caracterizado predominantemente pelo intervalo superior (Figura 12).

6.1. Fácies e microfácies

A descrição detalhada da sequência T-R, que marca a transição entre os membros Jaguariaíva e São Domingos da Formação Ponta Grossa, permitiu, além da identificação de diferentes litologias e seu padrão de empilhamento, a caracterização de sete fácies sedimentares microclásticas, dentre as quais, duas são fácies de argilitos (Al e Ar), três são caracterizadas pela intercalação entre argilitos e siltitos formando acamamento heterolítico (He, Heb e Hf) e duas são de siltitos (Sb e Sib).

Com exceção da fácies Heb, todas as demais contam com lâminas petrográficas (Figura 12), cuja descrição permitiu refinar a caracterização textural e

composicional das fácies, através da análise de microfácies. Pontualmente, foram identificadas sete microfácies, das quais três são de argilitos (A1, A2 e A3), duas são de rochas heterolíticas (H1 e H2) e duas são de siltitos (S1 e S2).

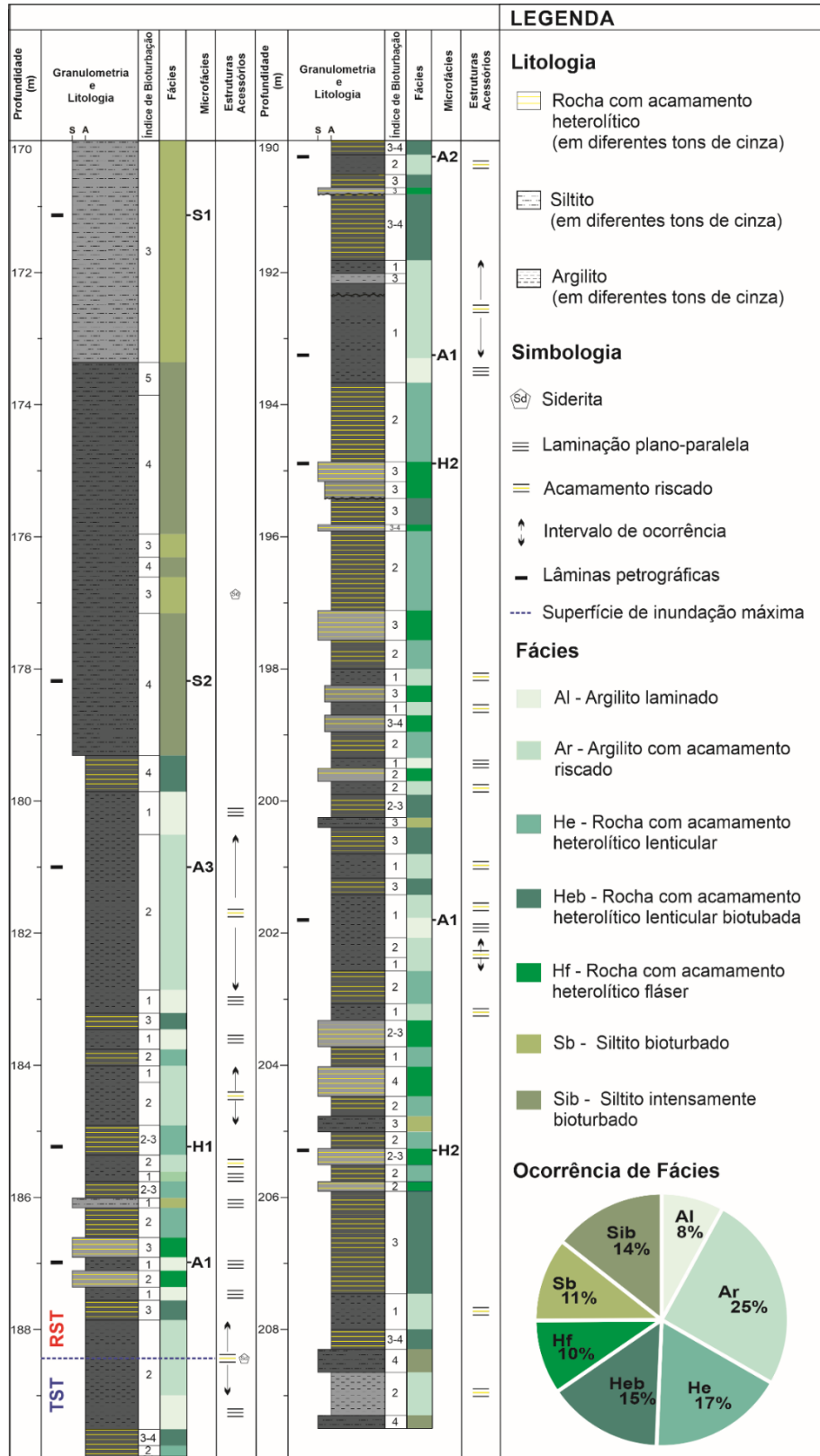
As fácies e microfácies, bem como a relação entre elas, encontram-se sintetizadas no Quadro 1 e na Figura 12, que também permite observar a distribuição vertical das fácies ao longo da sucessão de estudo e a posição estratigráfica de cada microfácies.

6.1.1. Argilitos laminados (fácies A1 / microfácies A1)

Os argilitos laminados da fácies A1 são os menos recorrentes da sucessão analisada, correspondendo a ~ 8% (Figura 12). Esta fácies inclui os argilitos com laminação plano-paralela preservada, bem selecionados, com argilosidade variando entre 75 e 90% e coloração predominantemente cinza escura, que ocorrem em camadas centimétricas no intervalo litológico inferior, normalmente associados com os argilitos das fácies Ar e as rochas heterolíticas das fácies He, Heb e Hf. Além disso, apresentam-se fracamente bioturbados, com IB variando entre 1 e 2. Localmente, é possível observar níveis contínuos, centimétricos, paralelos a laminação da rocha, de coloração avermelhada, associados a presença de siderita, bem como bioturbações tubulares piritizadas (Figura 13).

Em lâminas petrográficas (186,90 m, 193,25 m e 201,80 m – Figura 12), observa-se que as laminações dos argilitos da fácies A1 variam entre contínuas e descontínuas e são marcadas pela ocorrência de níveis milimétricos a submilimétricos de argilitos sílticos (argilosidade > 70%) e siltitos argilosos muito finos, dispostos em contato nítido a gradacional sobre os argilitos, feição diagnóstica da microfácies A1 (Figuras 13C e 13D). A petrotrama é organizada, sendo comum encontrar muscovita orientada, e a bioturbação fraca (IB = 1). Pirita é abundante e ocorre tanto dispersa na matriz argilosa quanto concentrada nas bioturbações (Figura 13E) e, localmente, é possível identificar a ocorrência de grãos de quartzo tamanho areia fina.

Figura 12: Perfil lito-faciológico de detalhe (escala 1:80) do intervalo de estudo. Note a distribuição das fácies, seu percentual de ocorrência, as microfácies, o índice de bioturbação e as estruturas sedimentares descritas. Observe, também, a posição da superfície de inundação máxima (SIM), que divide a sequência T-R de 3ª ordem em trato de sistema transgressivo (TST), em azul, e trato de sistema regressivo (TSR), em vermelho (*sensu* Plantz, 2021).



Fonte: O autor.

Quadro 1 - Quadro síntese das fácies e microfácies identificadas ao longo da sucessão de estudo.

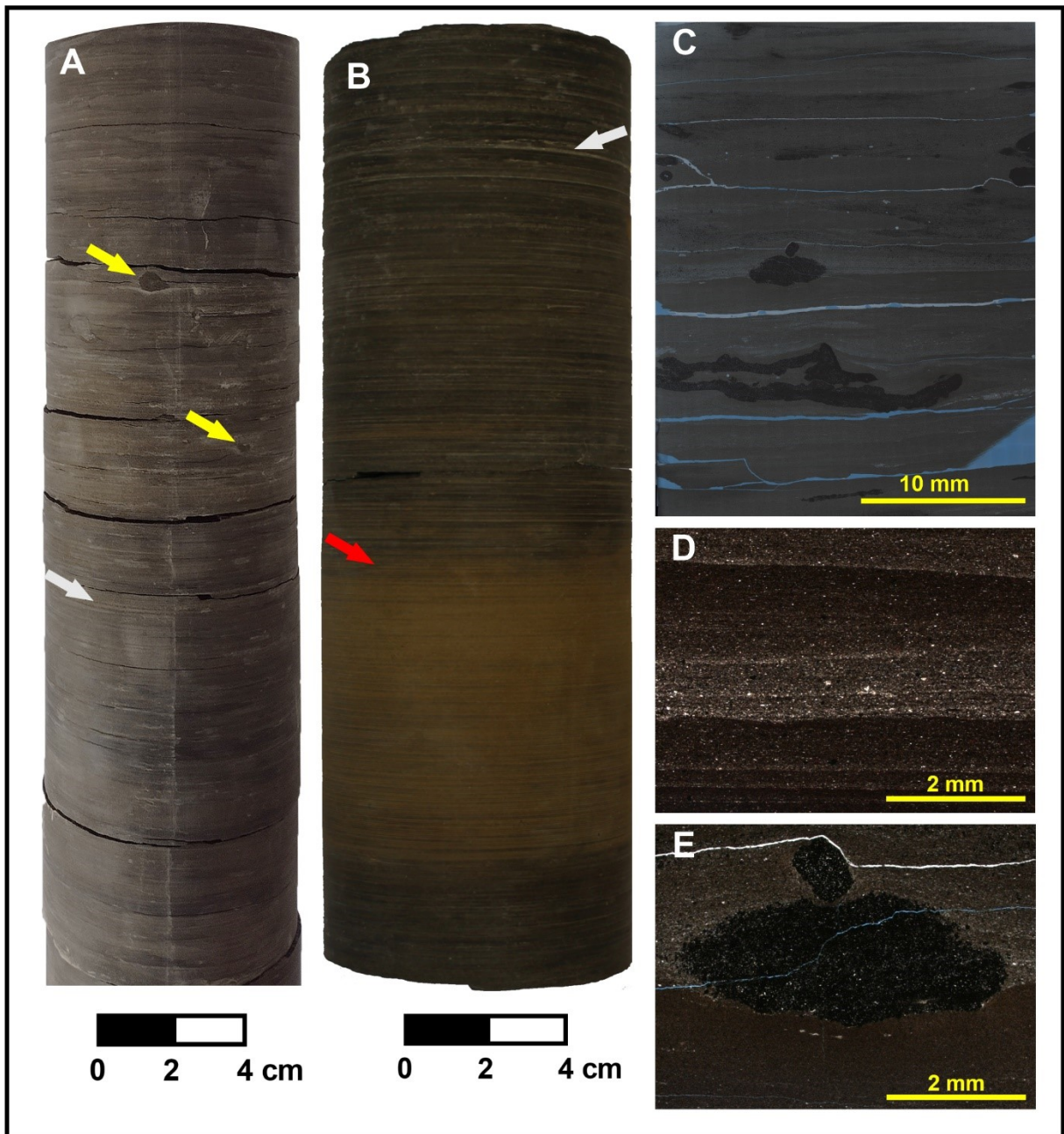
Litologia	Fácies	Diagnose	Microfácies	Feições Microscópicas	Interpretação
Argilitos	A1	Argilitos laminados	A1	Argilitos com laminação plano-paralela marcada por delgados níveis de argilitos silticos. Presença de pirita é abundante.	Decantação de argila em ambiente de baixa energia.
	Ar	Argilitos e argilitos silticos com acamamento riscado	A2	Argilitos e argilitos silticos com laminação plano-paralela marcada por frequentes níveis delgados e contínuos de siltitos muito finos.	Decantação de argila em ambiente de baixa energia, associada à fluxos energéticos mais intensos
			A3	Argilitos silticos com resquícios de laminação plano-paralela, obliteradas pela bioturbação.	desencadeados por eventos de tempestade.
Rochas Heterolíticas	He	Argilitos e argilitos silticos com acamamento heterolítico lenticular	H1	Intercalação entre argilitos e argilitos silticos laminados com níveis de siltitos argilosos laminados.	Decantação de argila em ambiente de baixa energia em alternância com fluxos mais energéticos, provenientes de eventos de tempestade.
	Heb	Argilitos silticos com acamamento heterolítico lenticular, bioturbados	-	-	Decantação de argila em ambiente de baixa energia em alternância com fluxos mais energéticos provenientes de eventos de tempestade.
	Hf	Siltitos e siltitos argilosos com acamamento heterolítico fláser, bioturbados	H2	Intercalação entre siltitos e siltitos argilosos com resquícios de laminações plano-paralelas e argilitos silticos, fortemente bioturbados.	Fluxos de maior energia provenientes de eventos de tempestade em alternância com decantação de argila.
Siltitos	Sb	Siltitos e siltitos argilosos bioturbados	S1	Siltito bioturbado com cimentação carbonática.	Fluxos de alta energia provenientes de eventos de tempestade.
	Sib	Siltitos argilosos intensamente boturbados	S2	Siltito argiloso intensamente bioturbado.	Fluxos de alta energia provenientes de eventos de tempestade associados à decantação de argila.

A fácies Al e a microfácies A1 são as mais argilosas do intervalo de estudo e são associadas à decantação de argila em ambiente de baixa energia, abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade. Trata-se da fácies e microfácies mais distal da sucessão de estudo, cuja formação pode ser associada a uma coluna d'água alta, com pouca circulação de oxigênio, predominando condições anóxicas ou disóxicas. Tais condições são favoráveis à deposição e preservação de matéria orgânica, o que se reflete na coloração predominante da rocha, influenciam na atividade biogênica, resultando em baixos índices de bioturbação, e, também, na formação de minerais eodiagenéticos, como pirita e siderita, que necessitam de condições redutoras para se formarem (Curtis e Spears, 1968; Bromley e Ekdale, 1984; Arthur e Sageman, 1994;).

A presença de silte em algumas lâminas (Figuras 13C e 13D) pode estar associada a ação de correntes e/ou fluxos turbidíticos de baixa densidade, induzidos por eventos de tempestade (Kuehl *et al.*, 1991; D'Ávila *et al.*, 2008; Macquaker *et al.*, 2010; Wilson e Schieber, 2015) que, quando muito energéticos, são capazes de carrear sedimentos de maior granulometria até as regiões distais, abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade, onde predomina a decantação de finos.

Em termos estratigráficos, observa-se que a fácies Al é mais recorrente nas proximidades da superfície de inundação máxima (SIM – Figura 12), indicando o deslocamento máximo da linha de costa em direção ao continente e marcando o início de período regressivo de 3ª ordem (*q.v.* Plantz, 2021).

Figura 13: Aspectos diagnósticos e descritivos da fácies Al (A e B) e da microfácies A1 (C, D e E). Em (A e B) observa-se argilitos finamente laminados, com destaque para delgados níveis de argilito síltico marcando a laminação plano-paralela (setas cinzas), e para as biotubações piritizadas (setas amarelas). Outro aspecto relevante, é a presença de níveis de siderita paralelos a laminação da rocha (seta vermelha). O fotomosaico (C) representa as feições características da microfácies A1, com destaque para a laminação plano-paralela e para as bioturbações piritizadas. A fotomicrografia (D) destaca a petrotrama organizada da rocha, além de contatos nítidos e gradacionais entre níveis de argilito e argilito síltico, marcando a laminação plano-paralela. A fotomicrografia (E) detalha um tubo de bioturbação completamente piritizado, no contato entre argilito e argilito síltico.



Fonte: O autor.

6.1.2. Argilitos e argilitos sílticos com acamamento riscado (Fácies Ar / Microfácies A2 e A3)

Os argilitos e argilitos sílticos da fácies Ar são os mais recorrentes da sucessão analisada, correspondendo a ~ 25% (Figura 12). Trata-se de argilitos e argilitos sílticos com laminação plano-paralela preservada e frequentes lâminas contínuas e descontínuas de siltito, marcando o acamamento riscado (*pinstripe bedding* – Figura 14), feição diagnóstica da fácies. São rochas bem selecionadas, com argilosidade variando entre 65 a 85% e coloração cinza escura a cinza média, que conforme explicado para a fácies A1, pode ser associada com a deposição e preservação de matéria orgânica. Apresentam-se fracamente bioturbadas, com IB variando entre 1 e 2 e ocorrem em camadas centimétricas a métricas, no intervalo litológico inferior (Figura 12).

Em lâminas petrográficas, foram caracterizadas duas microfácies (A2 e A3) relacionadas a fácies Ar. A microfácies A2 (190,05 m – Figura 12) é composta por argilitos e argilitos sílticos laminados (argilosidade > 70%). A laminação é marcada por frequentes níveis contínuos, milimétricos a submilimétricos, de siltito muito fino a fino, essencialmente quartzoso e bem selecionado, em contato nítido a gradacional com os argilitos, formando acamamento riscado, feição característica da microfácies A2 (Figuras 14C e 14E). A petrotrama é organizada e a bioturbação fraca (IB= 2), sendo comum encontrar muscovita orientada. Localmente, é possível identificar bioturbações tubulares piritizadas, assim como ocorrência de grãos de quartzo tamanho areia fina.

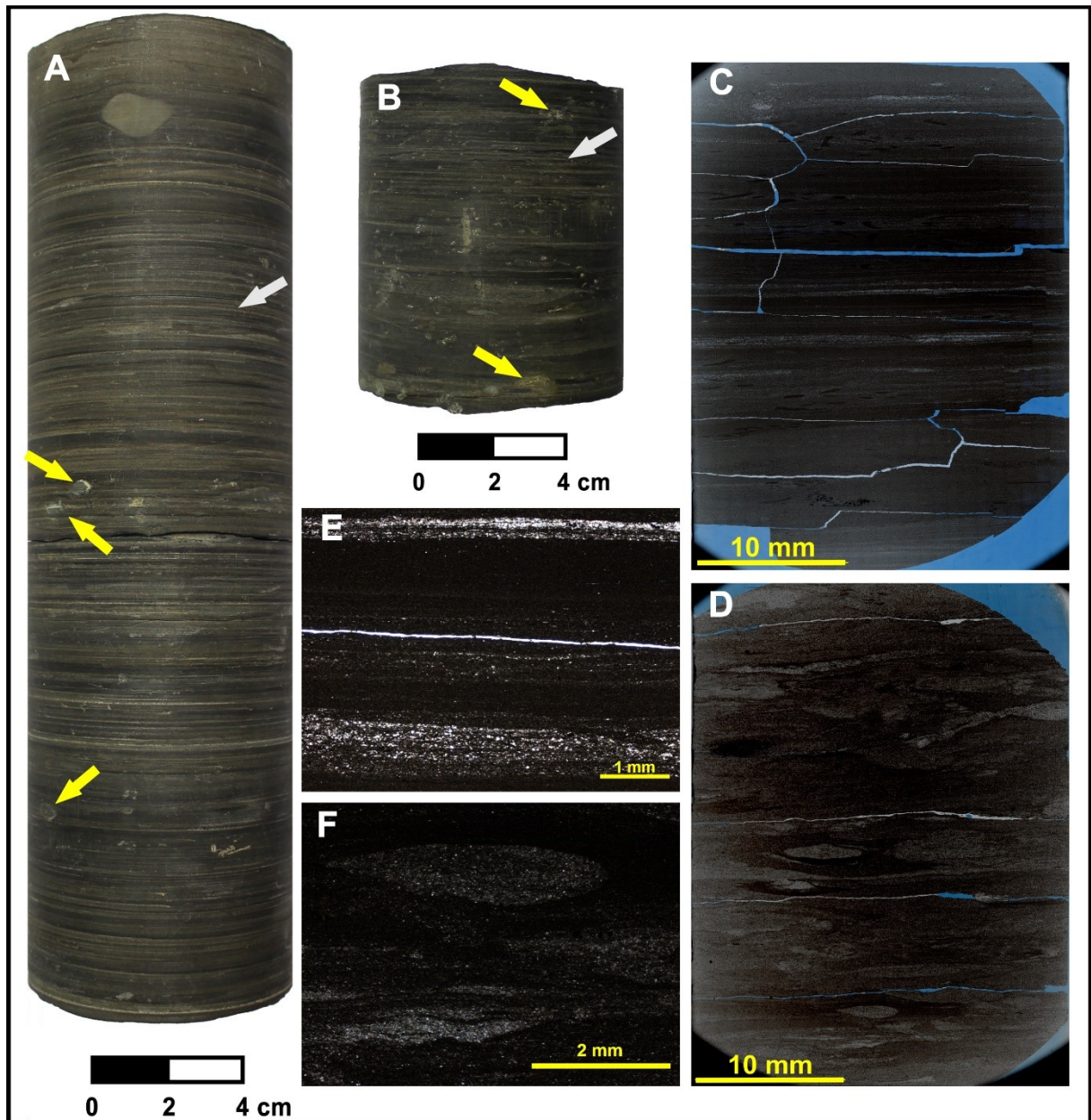
Já a microfácies A3 (181,05 m – Figura 12) é caracterizada por argilitos sílticos (argilosidade ~ 65%), com siltitos muito finos a finos dispostos em lentes submilimétricas a milimétricas, em contato nítido a gradacional com os argilitos ou, ainda, preenchendo bioturbações. Esses siltitos são bem selecionados e sua composição é essencialmente quartzosa, com presença frequente de muscovita. A bioturbação é moderada (IB = 3) e confere uma petrotrama caótica, característica desta microfácies (Figuras 14D e 14F).

A fácies Ar e as microfácies A2 e A3 são associadas à decantação de argila em ambiente de baixa energia, abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade, em condições similares àquelas interpretadas para a fácies A1. Entretanto, a presença

de frequentes e delgados níveis de siltito indica que a deposição da fácies Ar é influenciada por eventos episódicos de mais alta energia. Esses eventos podem ser associados a fluxos trativos (ação de correntes) e/ou gravitacionais (fluxos turbidíticos de baixa densidade) induzidos pela ação de ondas de tempestade (Kuehl *et al.*, 1991; D'Ávila *et al.*, 2008; Macquaker *et al.*, 2010; Wilson e Schieber, 2015), capazes de transportar sedimentos de maior granulometria para as porções mais distais, onde predomina a decantação de finos. Destaca-se que, apenas sedimentos tamanhos silte, que representam a porção distal desses fluxos de mais alta energia, conseguem alcançar essas regiões mais distais.

A fácies Ar apresenta uma relação consistente com as fácies Al, He e Heb. De modo geral, no trato de sistema transgressivo (TST) Al está disposta em contato nítido a gradacional no topo de Ar, enquanto as fácies heterolíticas lenticulares (He e Heb) ocorrem em sua base, formando ciclos métricos de afinamento granulométrico para o topo, conforme pode ser observado entre 201,85 m a 203,15 m (Figura 12). Já no trato de sistema regressivo (TSR), a relação é invertida, ou seja, fácies Al ocorre na base de Ar, enquanto He e Heb aparecem no topo, essa relação pode ser observada com clareza entre 184,90 m a 185,75 m (Figura 12).

Figura 14: Aspectos diagnósticos e descritivos da fácies Ar (A e B) e das microfácies A2 (C e E) e A3 (D e F). Em (A e B) observa-se argilitos e argilitos sílticos com delgados níveis contínuos de siltitos, formando acamamento riscado (*pinstripe bedding*) (setas cinzas), além da presença de bioturbações piritizadas (setas amarelas). O fotomosaico (C) representa as feições da microfácies A2, com destaque para os níveis contínuos de siltito muito fino e a bioturbação incipiente. Na fotomicrografia (E), observa-se a petrotrama organizada da rocha, com contatos nítidos e gradacionais entre camadas de argilitos e os níveis de siltito muito fino, formando a laminação plano-paralela. O fotomosaico (D) representa as feições da microfácies A3, com destaque para a petrotrama caótica da rocha associada à bioturbação moderada (IB = 3). Na fotomicrografia (F), detalhe da laminação parcialmente obliterada pela bioturbação, formando níveis descontínuos de siltitos muito finos.



Fonte: O autor.

6.1.3. Argilitos e argilitos sílticos com acamamento heterolítico lenticular (Fácies He / Microfácies H1)

Os argilitos e argilitos sílticos com acamamento heterolítico lenticular da fácies He correspondem a ~ 17% (Figura 12) da sucessão analisada e ocorrem em camadas centimétricas a métricas no intervalo litológico inferior. Os argilitos e argilitos sílticos apresentam laminação plano-paralela preservada, argilosidade variando de 60 a 90% e coloração cinza médio a escuro, representam ~ 60 a 85% da fácies He e intercalam-se, em contatos nítidos a gradacionais, com níveis contínuos milimétricos de siltitos e siltitos argilosos, bem selecionados, com coloração predominantemente cinza claro e argilosidade variando entre 20 e 40%, que, pontualmente, apresentam laminações plano-paralelas preservadas. Essa alternância entre argilitos e siltitos caracteriza o acamamento heterolítico lenticular da fácies He, que, também exibe o baixo índice de bioturbação (IB variando entre 1 e 2) como feição diagnóstica (Figuras 15A e 15B).

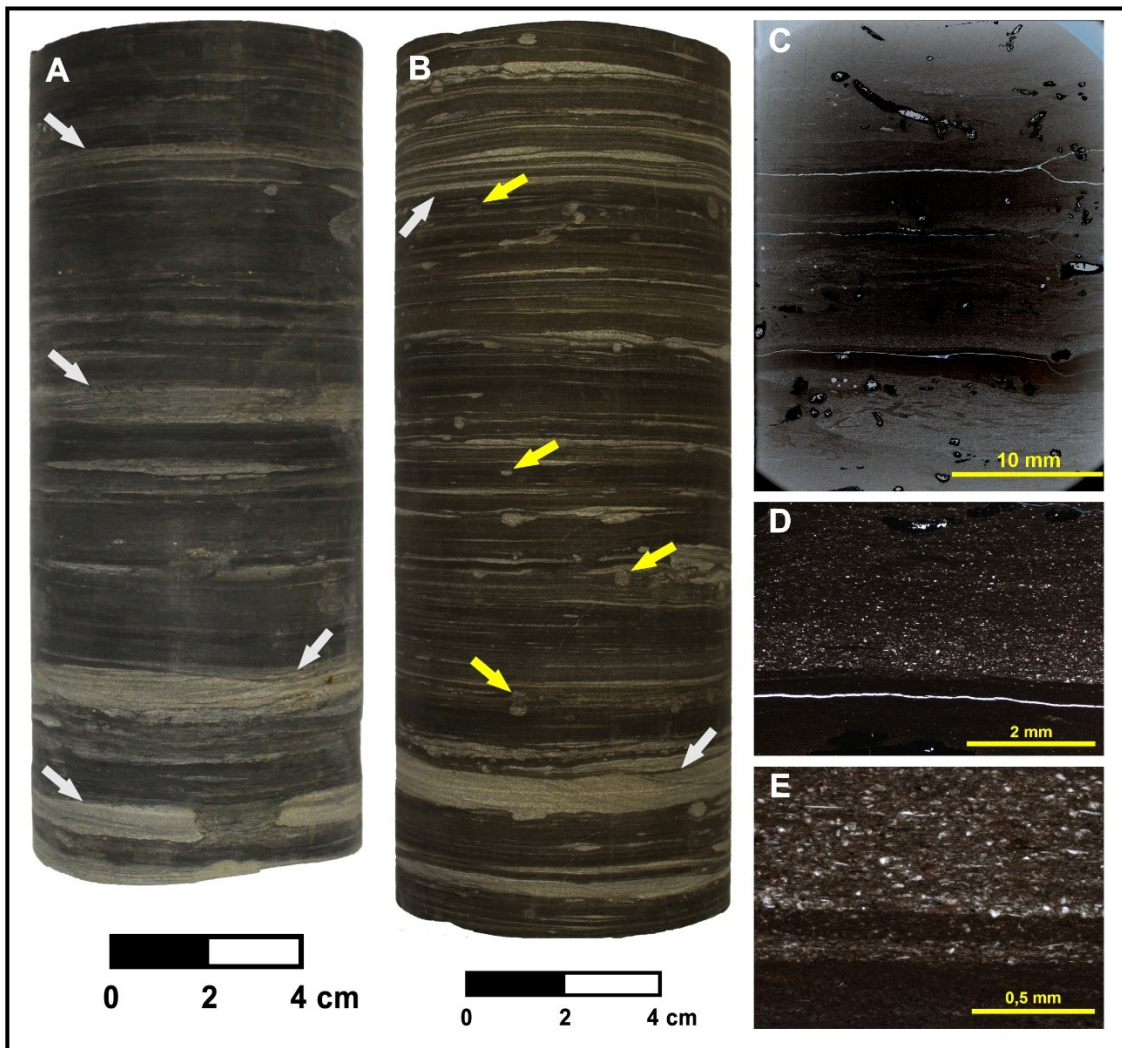
Em lâmina petrográfica (185,25 m – Figura 12), observa-se a presença de argilito e argilito síltico laminados (argilosidade de 70 a 80%), intercalados com camadas milimétricas a centimétricas de siltito argiloso laminado (30% de argilosidade) muito fino a fino, de composição essencialmente quartzosa, dispostas em níveis com contato nítido a gradacional com as camadas argilosas (Figura 15D). A intercalação entre essas litologias forma acamamento heterolítico lenticular, feição diagnóstica da microfácies H1 (Figura 15C). A petrotrama é organizada, a bioturbação fraca (IB= 1-2) (Figura 15E), sendo comum encontrar muscovita, quartzo e argilominerais orientados. Localmente, é possível identificar bioturbações tubulares piritizadas, assim como ocorrência de grãos de quartzo tamanho areia muito fina.

A fácies He e a microfácies H1 estão associadas à alternância entre decantação de argila em ambiente de baixa energia e deposição de silte através de fluxos de maior energia (trativos e/ou turbidíticos), possivelmente, desencadeados por eventos de tempestade (Kuehl *et al.*, 1991; D'Ávila *et al.*, 2008; Macquaker *et al.*, 2010; Wilson e Schieber, 2015). O predomínio de decantação indica deposição abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade, onde predominam condições redutoras e há pouca colonização do substrato. No entanto, quando comparado com a fácies Ar, a fácies He apresenta níveis de siltitos mais espessos e frequentes, indicando

deposição em condições mais proximais, associadas a porções intermediárias a distais dos fluxos de maior energia.

A fácies He ocorre, tanto no TST quanto no TSR, associada à fácies Hf, formando ciclos de engrossamento granulométrico para o topo (*coarsening upward*), como observado entre ~ 194,80 m e 198,00 m (Figura 12) e, também, associada a fácies Ar, formando ciclos de afinamento granulométrico (*finning upward*) (~ 191,80 m a 194,80 m; Figura 12).

Figura 15: Aspectos diagnósticos e descritivos da fácies He (A e B) e da microfácies H1. Em (A e B) observa-se argilitos e argilitos sílticos laminados intercalados com camadas mili- a centimétricas contínuas de siltitos com laminação plano-paralela (setas cinzas), característica da fácies He, além de bioturbações piritizadas (setas amarelas). O fotomosaico (C) representa as feições da microfácies H1, com destaque para a alternância entre camadas de argilito e argilito síltico com níveis de siltito argiloso laminado. A fotomicrografia (D) detalha o contato nítido entre as camadas de argilitos e níveis de siltito fino, além de uma granodrecrescência ascendente interna. A fotomicrografia (E) destaca a petrotrama organizada da rocha marcada pela orientação de muscovita, quartzo e argilominerais, além da presença pontual de grãos tamanho areia fina em meio a matriz síltica.



Fonte: O autor.

6.1.4. Argilitos sílticos com acamamento heterolítico lenticular, bioturbados (Fácies Heb)

Os argilitos sílticos com acamamento heterolítico lenticular, bioturbados da fácies Heb correspondem a ~ 15% (Figura 12) da sucessão analisada. Esta fácies inclui camadas centimétricas de argilitos sílticos que, localmente, apresentam laminações plano-paralelas preservadas, argilosidade variando entre 60 a 70% e coloração cinza médio e escuro. Esses argilitos representam ~ 55 a 85% da fácies Heb e são intercalados com níveis descontínuos mili- a centimétricos de siltitos e siltitos argilosos, bem selecionados, com coloração, predominantemente, cinza claro e argilosidade variando entre 20 a 40%, que, localmente, podem apresentar laminação plano-paralela. Essa alternância entre argilitos e siltitos caracteriza o acamamento heterolítico lenticular da fácies Heb (Figura 16), que se apresenta moderada a fortemente bioturbada, com IB variando entre 3 e 4, feição diagnóstica dessa fácies e o principal atributo que a difere da fácies He (Figura 16).

A moderada a intensa atividade biogênica dificulta a delimitação entre porções argilosas e sílticas, tornando-as, por vezes, difusas, com contatos normalmente mal definidos e irregulares. Pontualmente, feições de sobrecarga são identificadas e ajudam na identificação do contato entre as porções argilosas e sílticas (Figura 16). A fácies Heb ocorre em camadas centimétricas a métricas no intervalo litológico inferior, comumente associada à fácies Ar e em menor frequência às fácies Al e Hf (Figura 12).

A fácies Heb indica processos bastante similares àqueles interpretados para a He, ou seja, alternância entre decantação de argila em ambiente de baixa energia e deposição de silte através de fluxos de maior energia, abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade. Quando comparado com He, o maior índice de bioturbação observado em Heb, pode estar associado a uma menor taxa de sedimentação. Em ambos os casos, os eventos de maior energia, transportam sedimentos e também carregam nutrientes e oxigenam o meio, favorecendo a proliferação de organismos, que, sob altas taxas de sedimentação e soterramento, tem maior dificuldade de obliterar as características primárias do depósito, contudo, sob baixas taxas de sedimentação conseguem retrabalhar o substrato, gerando contatos difusos e irregulares entre as camadas (Buatois *et al.*, 2005; MacEachern *et al.*, 2012).

Figura 16: Aspectos diagnósticos e descritivos da fácies Heb (A). Observa-se, argilitos sílticos com laminações plano-paralelas localmente preservadas (setas amarelas) intercalados com camadas milimétricas e descontínuas de siltitos com laminação plano-paralela preservada (setas cinzas), característica da fácies Heb. Pontualmente, observa-se a presença de estruturas de sobrecarga (*load structures*) (setas vermelhas).



Fonte: O autor.

6.1.5. Siltitos e siltitos argilosos com acamamento heterolítico fláser, bioturbados (Fácies Hf / Microfácies H2)

Os siltitos e siltitos argilosos com acamamento heterolítico fláser, moderada- a intensamente bioturbados da fácies Hf correspondem a ~ 10% (Figura 12) da sucessão analisada e ocorrem em camadas centimétricas ao longo do intervalo litológico inferior. A fácies Hf inclui camadas mili- a centimétricas de siltitos e siltitos argilosos que, localmente, apresentam laminações plano-paralelas preservadas, argilosidade entre 20 e 45% e coloração variando de cinza claro a cinza médio. Essa litologia representa 55 a 80% da fácies Hf e é intercalada por argilitos e argilitos sílticos que, localmente, apresentam laminações plano-paralelas preservadas, possuem coloração predominantemente cinza escuro e argilosidade variando entre 60 e 90%.

Essa alternância entre siltitos e argilitos, com predomínio de siltito, caracteriza o acamamento heterolítico fláser da fácies Hf (Figuras 17A e 17B). Hf apresenta-se moderada- a intensamente bioturbada, com IB variando entre 3 e 4, o que dificulta a identificação de estruturas sedimentares e torna a delimitação entre porções argilosas e sílticas difusa, de difícil reconhecimento, com contatos predominantemente irregulares.

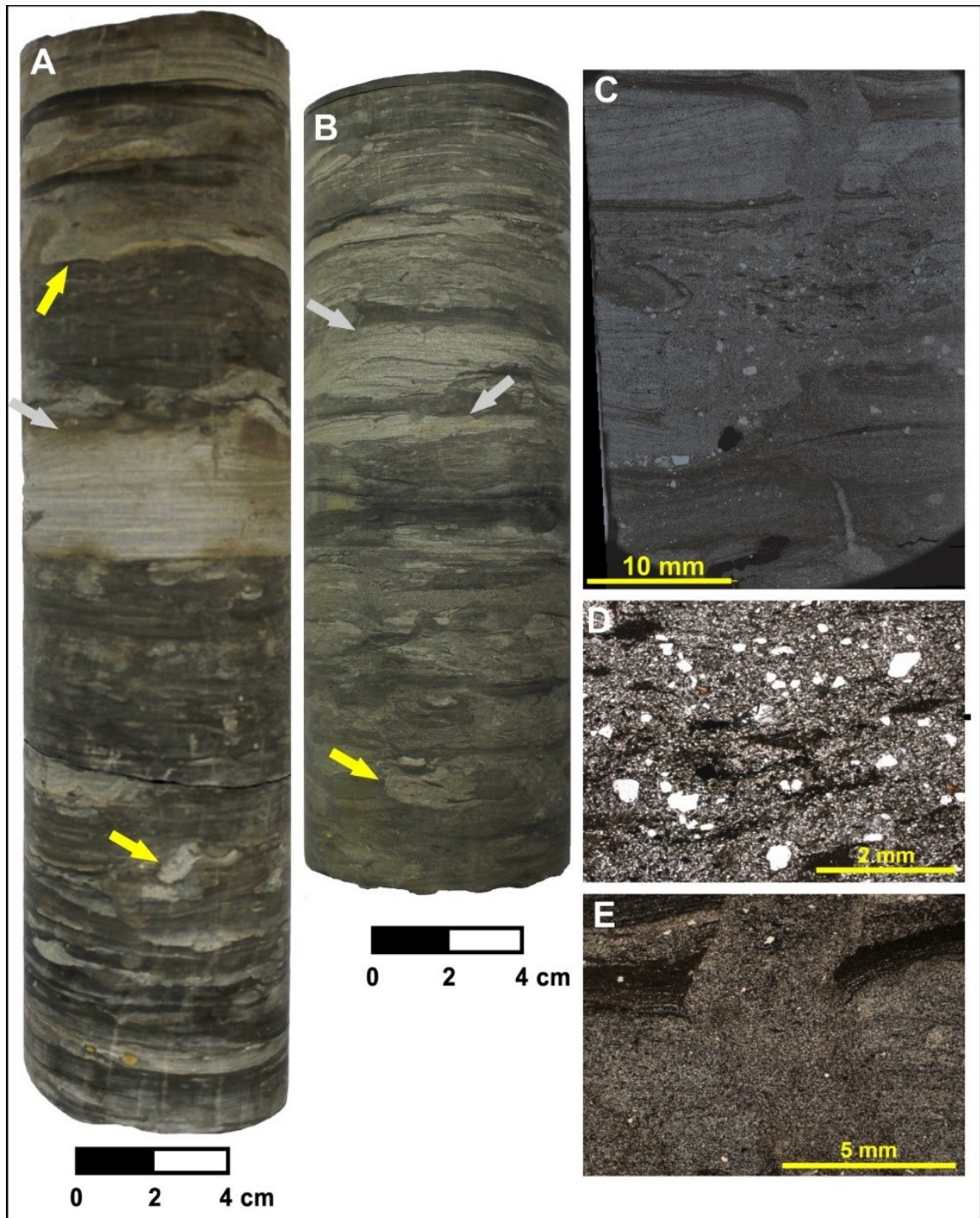
Em lâminas petrográficas (194,70 m e 205,20 m – Figura 12), observa-se que os siltitos e siltitos argilosos apresentam laminações plano-paralelas parcialmente preservadas, são normalmente descontínuas e marcadas pela ocorrência de lentes submilimétricas de argilitos e por muscovita orientada (Figura 17C). Os siltitos e siltitos argilosos (argilosidade < 30%) possuem granulometria muito fina a fina, bem a moderadamente selecionados e são de composição essencialmente quartzosa. Esses siltitos se intercalam com argilitos sílticos (argilosidade ~ 65%) em contatos difusos e irregulares devido à bioturbação. A petrotrama é majoritariamente caótica, associada a uma bioturbação moderada a forte (IB= 3-4) (Figura 17E). Há, também, ocorrências de grãos tamanho areia fina a grossa, mal selecionados (Figura 17D) e de bioturbações piritizadas.

A fácies Hf e a microfácies H2 estão associadas à alternância entre deposição de silte através de fluxos trativos e/ou gravitacionais de maior energia, possivelmente, derivados de eventos de tempestade (Kuehl *et al.*, 1991; D'Ávila *et al.*, 2008; Macquaker *et al.*, 2010; Wilson e Schieber, 2015), e decantação de argila. O

predomínio de silte e o maior aporte de macroclásticos (e.g. areia fina a grossa) sugere que a deposição tenha ocorrido acima do nível de base de ação de ondas de tempestade, sob menor lâmina d'água, quando comparado com as demais fácies heterolíticas, e maior circulação de oxigênio. Tais condições possibilitam a proliferação de organismos, o que se reflete nos altos índices de bioturbação e nos contatos difusos e irregulares entre siltitos e argilitos que constituem a Hf.

Observa-se uma relação consistente entre as fácies Hf e He, ambas formam ciclos métricos de engrossamento granulométrico para o topo exclusivamente no TST da sucessão analisada (Figura 12). No TSR a fácies Hf é menos recorrente, ocorre apenas nos primeiros metros acima da superfície de inundação máxima (SIM), associada com He e Al.

Figura 17: Aspectos diagnósticos e descritivos da fácies Hf (A e B) e microfácies H2 (C, D e E). Em (A e B) observa-se siltitos e siltitos argilosos que, pontualmente, apresentam laminações preservadas (setas cinzas) intercalados com argilitos e argilitos sílticos formando acamamento heterolítico fláser, feição diagnóstica da fácies Hf. Além disso, destaca-se nessa fácies os contatos difusos e irregulares entre as camadas de siltitos e argilitos (setas amarelas), formados, principalmente, pela bioturbação forte (IB= 3-4). O fotomosaico (C) representa as feições da microfácies H2, com destaque para a bioturbação intensa (IB= 3-4) e para as camadas de siltito finos a médios com laminação plano-paralela preservada. A fotomicrografia (D) demonstra a petrotrama caótica da rocha, com ocorrência de grãos tamanho areia média a grossa em meio a matriz predominantemente síltica. A fotomicrografia (E) mostra detalhes da bioturbação entrecortando níveis argilosos laminados.



Fonte: O autor.

6.1.6. Siltitos e siltitos argilosos bioturbados (Fácies Sb / Microfácies S1)

Os siltitos da fácies Sb correspondem a ~ 11% da sucessão analisada (Figura 12). Esta fácies inclui siltitos e siltitos argilosos, com argilosidade variando entre 15 e 40%, bem selecionados, com coloração entre cinza claro a cinza médio e composição essencialmente quartzosa, que ocorrem em camadas centimétricas a métricas, preferencialmente no intervalo litológico superior. Apresentam-se moderadamente bioturbados, sendo IB = 3 o mais comumente observado para esta fácies. Localmente, observa-se laminações plano-paralelas preservadas, marcadas por delgados níveis onde concentra os maiores percentuais de argila (Figura 18A).

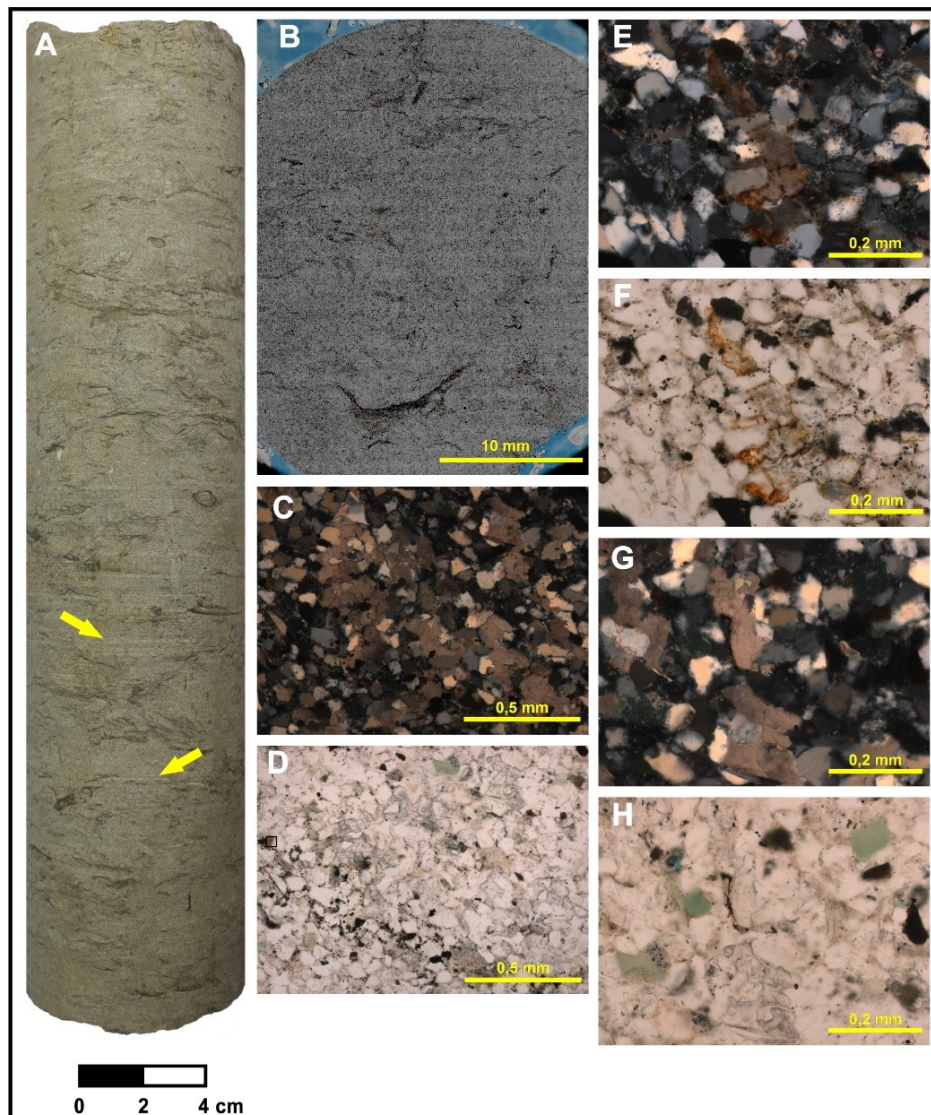
Em lâmina petrográfica (171,15m – Figura 12), observa-se a presença de siltito grosso com 15% de argilosidade. Os grãos são bem selecionados, subangulosos a subarredondados, com composição predominantemente quartzosa e ocorrências pontuais de muscovita. A petrotrama é caótica, associada a uma bioturbação moderada a forte (IB= 3-4). O contato entre os grãos ocorre de forma pontual ou retilínea, sendo comum a ocorrência de cimentação carbonática preenchendo poros e substituindo material primário (Figura 18D). Além do cimento calcítico, observa-se a presença de cimento de anquerita (Figuras 18E e 18F), dado pela disponibilidade de ferro no fluido diagenético (Hendry *et al.*, 2000). A precipitação de anquerita pode indicar condições associadas a mesodiagênese tardia, com soterramento efetivo e temperaturas superiores a 100°C (Hendry, 1978). Outrossim, observa-se a presença pontual de glauconita (Figuras 18G e 18H). A formação desse mineral pode ocorrer na interface água/sedimento, através de rápida sedimentação, entre 15 a 250 m de profundidade em temperaturas que variam de 15 a 20°C (McRae, 1972).

A fácies Sb e a microfácies S1 são as menos argilosas e com granulometria mais grossa do intervalo de estudo, sendo associadas à deposição de mais alta energia da sucessão estudada. Assume-se que a sedimentação ocorreu acima do nível base de ação de ondas de tempestade, região onde a ação de fluxos trativos de maior energia, associados a eventos de tempestades, é mais recorrente e apresenta maior taxa de sedimentação (Kuehl *et al.*, 1991; D'Ávila *et al.*, 2008; Macquaker *et al.*, 2010; Wilson e Schieber, 2015). Sendo assim, trata-se da fácies mais proximal da sucessão de estudo, cuja deposição ocorre sob alta circulação de oxigênio e disponibilidade de nutrientes, favorecendo a colonização do substrato (Hutsky e Fielding, 2016), que

ocorre principalmente entre os eventos de tempestade, quando se diminui a energia e as taxas de sedimentação.

Em termos estratigráficos, observa-se que a fácies Sb é mais recorrente e ocorre em camadas mais espessas (~ 3 m) no TSR de 3ª ordem (Figura 12). Sob estas condições, Sb apresenta uma relação bem estabelecida com Sib. Já no TST, onde ocorre em delgadas camadas, observa-se uma relação mais evidente com Hf.

Figura 18: Aspectos diagnósticos e descritivos da fácies Sb (A) e da microfácies S1 (B, C, D, E, F, G e H). Em (A) observa-se siltitos e siltitos argilosos que, pontualmente, apresentam laminações plano-paralelas preservadas (setas amarelas). O fotomosaico (B) representa as feições da microfácies S1, com destaque para a bioturbação moderada a intensa, obliterando as características deposicionais da rocha. As fotomicrografias (C – nicóis cruzados e D – nicóis paralelos) destacam a cimentação carbonática formada por calcita e anquerita, além de pirita (grãos pretos). As fotomicrografias (E – nicóis cruzados e F – nicóis paralelos) destacam oxidação nas bordas do cimento de anquerita. As fotomicrografias (G – nicóis cruzados e H – nicóis paralelos) demonstram grãos pontuais de glauconita (mineral verde).



Fonte: O autor.

6.1.7. Siltitos argilosos intensamente bioturbados (Fácies Sib / Microfácies S2)

Os siltitos da fácies Sib, correspondem a ~ 14% da sucessão analisada (Figura 12) e diferenciam-se daqueles da fácies Sb pela argilosidade e, principalmente, pela bioturbação. Sib inclui siltitos argilosos (argilosidade entre 35 e 45%), bem selecionados, com coloração variando de cinza claro a cinza médio e composição essencialmente quartzosa. Ocorrem em camadas centimétricas a métricas no intervalo litológico superior e apresentam-se intensamente bioturbados, com IB variando entre 4 e 5, o que oblitera praticamente todas estruturas primárias da rocha (Figuras 19A e 19B).

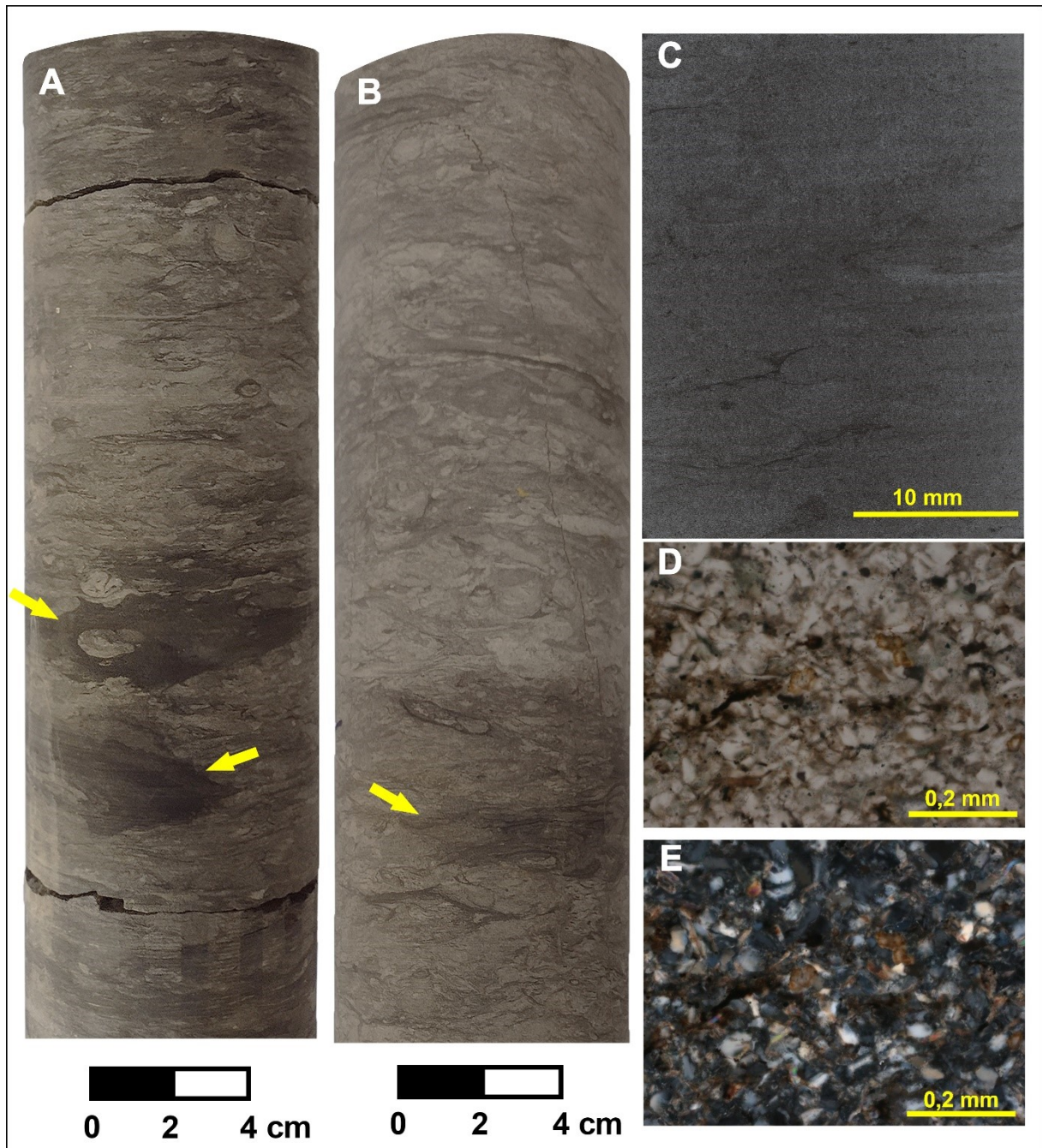
Em lâmina petrográfica (178,20 m – Figura 12), observa-se a presença de silito argiloso (~ 30% de argilosidade), médio a fino. Os grãos são bem selecionados, subangulosos a subarredondados, com composição predominantemente quartzosa e ocorrências pontuais de muscovita. Além disso, a petrotrama é caótica, associada a uma bioturbação intensa (IB= 4). O contato entre os grãos ocorre de forma pontual ou retilínea, com ocorrências locais de cimento carbonático (calcita e anquerita) preenchendo poros e substituindo material primário (Figuras 19D e 19E). Esse cimento possui características semelhantes ao encontrado na microfácies S1, porém ocorre em menor quantidade.

Bem como a fácies Sb, a fácies Sib pode ser associada a um contexto deposicional de mais alta energia, principalmente quando comparada com as fácies argilosas (Al e Ar) e com as rochas com acamamento heterolítico lenticular (He e Heb). Associa-se a fácies Sib com uma deposição acima do nível base de ação de ondas de tempestade, região sujeita à ação de fluxos trativos de maior energia desencadeados por eventos de tempestades. Assume-se que a sedimentação de Sib ocorreu em condições ambientais bastante similares àquelas que vigoravam durante a deposição de Sb, contudo o maior índice de bioturbação e a maior argilosidade indicam menores taxas de sedimentação. Com um volume menor de sedimentos tamanho silte se depositando, os organismos têm mais tempo para retrabalhar o depósito e obliterar as feições primárias da rocha (Hutsky e Fielding, 2016).

Com relação aos tratos de sistema, Sib ocorre na base do TST, em camadas poucos espessas e associada a fácies Ar e Heb. No TSR, Sib é mais frequente,

alcança espessuras de até 2,5 m e apresenta uma relação auto consistente com a fácies Sb, no topo da sucessão (Figura 12).

Figura 19: Aspectos diagnósticos e descritivos da fácies Sib (A e B) e da microfácies H2 (C, D e E). Em (A e B) observa-se siltitos argilosos intensamente bioturbados (IB= 4-5) com presença de níveis descontínuos com maior concentração de argila em meio a matriz siltica (setas amarelas). O fotomosaico (C) representa as feições da microfácies S2, destaque para a bioturbação intensa associada a matriz siltica com alta argilosidade. As fotomicrografias (D – nicóis paralelos e E – nicóis cruzados) destacam a cimentação carbonática formada por calcita e anquerita.



Fonte: O autor.

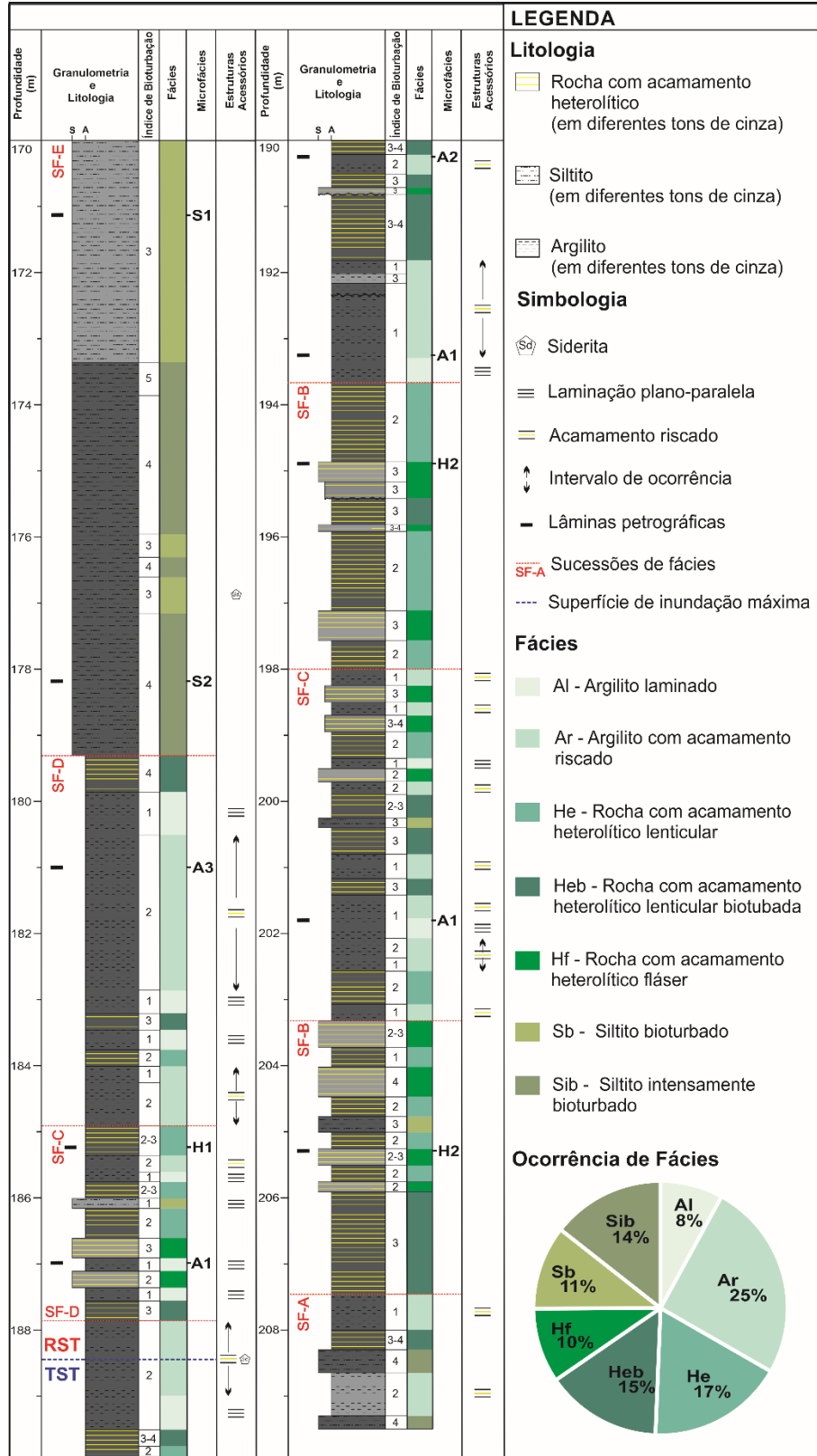
6.2. Sucessões de fácies

A relação vertical e o padrão de empilhamento observado para as sete fácies (Ar, Al, He, Heb, Hf, Sb e Sib) caracterizadas no capítulo 6.1 deste trabalho permitiram a identificação de cinco sucessões de fácies, denominadas como: SF-A, SF-B, SF-C, SF-D e SF-E, conforme ilustra a Figura 20. SF-A é exclusiva da porção inferior do intervalo litológico basal, enquanto SF-B, SF-C e SF-D intercalam-se ao longo dele e SF-E é característica do intervalo superior.

As relações de fácies, expressas por sucessões de fácies, além de importante indicador de contexto deposicional, refinam o arcabouço estratigráfico de 3ª ordem (q.v. Plantz, 2021) mostrando variações entre taxa de criação de espaço de acomodação e aporte sedimentar internas aos TST e TSR. A alternância entre as sucessões SF-B, SF-C e SF-D (Figura 20), por exemplo, indicam que há uma ciclicidade, em que contextos deposicionais semelhantes ocorrem repetidamente dentro do intervalo de estudo, controlados pela oscilação do nível do mar.

A sucessão de fácies A (SF-A) ocorre exclusivamente na base do intervalo analisado e é a de menor espessura, correspondendo a apenas 2 m (Figura 20). É formada predominantemente por argilitos da fácies Ar, que ocorrem em camadas com espessura de ~60 cm e, em menor proporção, em camadas que variam entre 20 e 30 cm, ocorrem siltitos argilosos intensamente bioturbados e argilitos com acamamento heterolítico lenticular das fácies Sib e Heb, respectivamente. Nesta sucessão, Sib e Ar, podendo ou não apresentar Heb, se alternam em ciclos de afinamento granulométrico para o topo (*finning upward*), evidenciando diminuição de energia do meio, sem, contudo, atingir as condições de deposição mais distais do intervalo analisado. Estratigraficamente, SF-A marca o início da transgressão, com a taxa de sedimentação sendo suplantada pela taxa de criação de espaço de acomodação.

Figura 20: Perfil lito-faciológico na escala 1:80 da sequência transgressivo-regressiva (T-R) de 3ª ordem em estudo. Destaque para as cinco sucessões de fácies identificadas (SF-A, SF-B, SF-C, SF-D e SF-E) e sua ocorrência ao longo do intervalo de estudo. Observe que SF-A e SF-E tem uma ocorrência bem definida, enquanto SF-B, SF-C e SF-D repetem-se em diferentes padrões ao longo dos tratos de sistema transgressivo (TST) e regressivo (TSR).



Fonte: O autor.

A sucessão de fácies B (SF-B) tem duas ocorrências bem marcadas ao longo do intervalo de estudo. A primeira, imediatamente acima da SF-A, entre 207,50 m e 203,40 m, e a segunda, após a SF-C, entre 198,00 m e 193,65 m (Figura 20), ambas com aproximadamente 4 m de espessura. É caracterizada pela ocorrência de espessas camadas de rochas com acamamento heterolítico lenticular (He e Heb), enquanto argilitos das fácies Al e Ar estão ausentes. Rochas com acamamento heterolítico lenticular ocorrem em camadas que variam entre 25 e 150 cm de espessura, sendo a fácies He mais frequente do que a fácies Heb. Além destas, estão presentes ao longo da SF-B, rochas com acamamento heterolítico fláser (fácies Hf), em camadas de no máximo 45 cm de espessura. Hf normalmente ocorre sobre as fácies He e Heb formando ciclos de engrossamento granulométrico para o topo (*coarsening upward* – Figura 20), evidenciando aumento de energia do meio.

Neste contexto, apesar do predomínio de decantação, destaca-se o aporte constante de sedimentos tamanho silte. A recorrência de fluxos trativos e/ou gravitacionais, carreando sedimentos da plataforma interna para a plataforma externa, indica condição de deposição mais proximal quando comparada com SF-A. As duas ocorrências de SF-B (Figura 20) indicam períodos em que o TST é marcado por um significativo aumento no aporte de sedimentos. A diminuição da espessura dos ciclos *coarsening up* para o topo de SF-B sugere que o aumento do aporte de sedimentos seja acompanhado por uma diminuição na taxa de criação de espaço de acomodação.

A sucessão de fácies C (SF-C) possui duas incidências ao longo do intervalo de estudo. A primeira, entre 203,40 e 198,00 m de profundidade, com aproximadamente 5,5 m de espessura, e a segunda, entre 187,85 m e 184,90 m, com cerca de 3 m de espessura (Figura 20). É a sucessão de fácies que apresenta a maior heterogeneidade de fácies em todo o intervalo de estudo. Em suas duas ocorrências observa-se o mesmo padrão de organização das fácies, porém as mesmas exibem frequências e espessuras distintas.

Argilitos da fácies Ar são frequentes e ocorrem em camadas com espessuras variando entre 20 e 45 cm, já os argilitos laminados da fácies Al são menos recorrentes e atingem a espessura máxima de 30 cm. Rochas com acamamento heterolítico das fácies Hf, Heb e He também fazem parte da sucessão e, normalmente, ocorrem em camadas com espessuras variando de 15 a 50 cm. De modo similar ao observado para a SF-B, as fácies encontram-se organizadas em ciclos de engrossamento

granulométrico para o topo e, de modo geral, exibem a tendência de diminuição da espessura desses ciclos para o topo da sucessão. Ainda assim, a ocorrência de Ar e, principalmente Al, permite assumir que em SF-C foram atingidas condições de deposição mais distais do que aquelas interpretadas para SF-B.

SF-C, quando disposta sobre SF-B no TST (Figura 20), marca uma diminuição da energia do meio, dada pelo afogamento do sistema, indicando, deste modo, um período de maiores taxas de criação de espaço de acomodação. Já SF-C disposta sobre SF-D (Figura 20), marca o início da sedimentação em contexto regressivo (TSR), em que a taxa de sedimentação suplanta a taxa de criação de espaço de acomodação.

A sucessão de fácies D (SF-D) também ocorre duas vezes ao longo do intervalo de estudo. A primeira, entre 193,65 m e 187,85 m e a segunda entre 184,90 m e 179,30 m, ambas com aproximadamente 6 m de espessura. Destaca-se das demais pela maior frequência de argilitos das fácies Ar e Al. Ar está presente em camadas espessas, que podem atingir até 2,4 m de espessura, já Al chega ao máximo de 70 cm, devido a menor taxa de sedimentação em porções mais distais. Rochas com acamamento heterolítico lenticular (fácies He e Heb) também estão presentes, em camadas que podem atingir 1 m de espessura.

No intervalo analisado, SF-D representa as condições mais distais de deposição, em contexto de mais baixa energia. Estratigraficamente, a primeira ocorrência de SF-D representa as condições de maior taxa de criação de espaço de acomodação, quando o máximo transgressivo é alcançado, caracterizando a superfície de inundação máxima (SIM – Figura 20). A segunda ocorrência de SF-D, no entanto, está associada ao TSR, marcando, então um breve momento de alta taxa de criação de espaço de acomodação.

Neste contexto, uma observação interessante pode ser feita considerando as microfácies. Apesar do número reduzido de lâminas petrográficas, na SF-D identificada no TST as microfácies que caracterizam as espessas camadas de argilitos são A1 e A2, enquanto no TSR, tem-se A3, única microfácies argilosa com petrotrama caótica (Quadro 1 e Figura 20). O maior IB em A3 pode estar associado a uma oxigenação mais intensa do meio devido ao maior aporte de sedimentos sílticos em porções distais, carregados em função de eventos de tempestade.

Por fim, a sucessão de fácies E (SF-E), que foi identificada exclusivamente no topo do intervalo analisado. É a sucessão de fácies que apresenta a maior espessura, com aproximadamente 9 m, e nela predominam as rochas com maior granulometria e, também, com os mais altos índices de bioturbação (IB= 4-5) do intervalo de estudo (siltitos das fácies Sb e Sib - Figura 20). As camadas de siltito variam entre 30 cm e 2,15 m de espessura e, se considerados os aspectos microscópicos (microfácies S1 e S2), tem-se que Sb e Sib estão organizados em ciclos de engrossamento granulométrico para o topo.

A SF-E representa a deposição mais proximal do intervalo de estudo, com um aumento significativo de energia. A SF-E está intimamente associada com o TSR, marcando o período em que o aporte sedimentar é maior do que taxa de criação de espaço de acomodação. A relação vertical entre Sb e Sib fornece uma informação bastante relevante sobre a taxa de sedimentação, maior em Sb, que ainda exhibe resquícios de estruturas primárias, do que em Sib.

6.3. Sequências T-R de 4ª ordem

Dentro do arcabouço estratigráfico de 3ª ordem (TST e TSR) definido por Plantz (2021) foi possível identificar, através das relações de fácies e dos seus padrões de empilhamento, variações deposicionais associadas a diferentes combinações entre taxas de sedimentação e de criação de espaço de acomodação, conforme apresentado no item 6.2. Esses dados, associados aos padrões de comportamento da curva de raio-gama (e.g. sino, funil, cilíndrico e serrilhado), foram utilizados para observar ciclos de afogamento e raseamento de maior ordem, internos a sequência T-R de 3ª ordem.

Conforme ilustra a Figura 21, os padrões em sino são representados por triângulos, indicando o aumento da argilosidade para o topo e associados com tendências transgressivas; enquanto os padrões em funil são indicados por triângulos invertidos e marcam a diminuição da argilosidade para o topo, relacionado à um contexto regressivo, destacando as sequências ou ciclos T-R de 4ª ordem.

Os ciclos de 4ª ordem mapeados ao longo do intervalo de estudo apresentam-se completos ou não. Ciclos completos e de maior espessura indicam

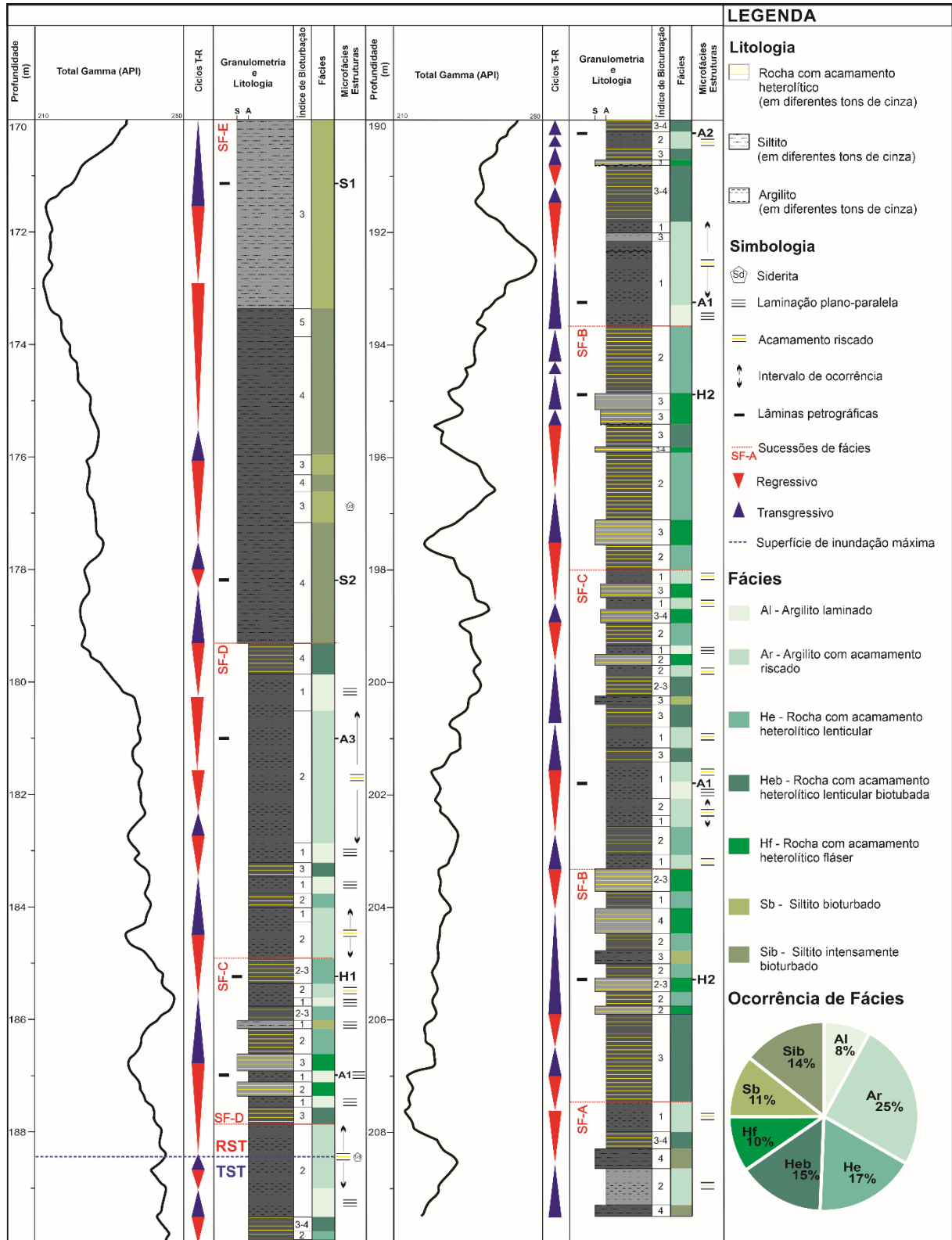
condições de maior estabilidade, em que o espaço de acomodação é criado e/ou preenchido durante um intervalo de tempo maior, enquanto ciclos completos pouco espessos e/ou ciclos incompletos, ocorrem como resultados de oscilações que afetam o meio com maior frequência. Essas oscilações podem ser autocíclicas, como por exemplo a ação de ondas provocadas por eventos de tempestade, ou alocíclicas, como por exemplo as oscilações do nível do mar.

Analisando a tendência geral (Figura 21), observa-se que o TST de 3ª ordem é formado, predominantemente, por padrões em sino (TST de 4ª ordem), mais frequentes e espessos quando comparados com as ocorrências dos padrões em funil (TSR de 4ª ordem). Neste contexto, o TSR de 4ª ordem representa períodos de estabilidade do nível do mar durante o evento transgressivo de 3ª ordem. Tais períodos são representados através das curvas de raio-gama por uma redução na argilosidade, que pode ser relacionada ao aumento no aporte de grãos quartzosos, tamanho silte.

Na mesma perspectiva, o TSR de 3ª ordem é formado, predominantemente, por padrões em funil (TSR de 4ª ordem), com ciclos mais frequentes e espessos, associados a ocorrências pontuais de padrões em sino (TST de 4ª ordem) que se apresentam menos frequentes e pouco espessos quando associados ao TSR de 3ª ordem (Figura 21). Neste contexto, o TST de 4ª ordem pode representar, simplesmente, períodos de menor aporte sedimentar, predominando, sob estas condições, a decantação de argila.

Ao longo da sucessão analisada, nem sempre há uma clara correlação entre os ciclos T-R de 4ª ordem e as fácies previamente caracterizadas, sendo comum observar ciclos T-R de 4ª ordem completos em intervalos descritos como uma mesma fácies. Apesar de fácies como Ar e He estarem normalmente associadas com padrões em sino (tendência transgressiva) e fácies como Heb e Sib relacionadas com padrões em funil (tendência regressiva), diversos padrões em funil e em sino foram mapeados em intervalos constituídos pela mesma fácies, o que é observado com maior frequência nas fácies Ar, He, Heb e Sib (Figura 21). Como exemplo, cita-se o ciclo T-R de 4ª ordem completo identificado em torno de 207 m de profundidade, onde macroscopicamente observa-se apenas uma espessa camada de rocha heterolítica da fácies Heb (Figura 21).

Figura 21: Perfil estratigráfico na escala 1:80 da sequência transgressivo-regressiva de estudo que sintetiza todos os resultados obtidos. Além das informações identificadas nas Figuras 12 e 20 esse perfil demonstra a curva de raio-gama total e o ciclos transgressivo-regressivos (T-R) de 4ª ordem propostos neste trabalho. A escala horizontal da curva de raio-gama foi ajustada para área de impressão do perfil, por isso alguns ciclos T-R de 4ª ordem não são facilmente identificados na curva de raio-gama, requerem uma escala de raio-gama de maior detalhe.



Fonte: O autor.

Além desta profundidade, destaca-se o intervalo entre ~182 m e 180 m de profundidade, associado ao TSR de 3ª ordem (Figura 21) onde, mesmo predominando a fácies argilosa Ar, a curva de raio-gama mostra padrões em funil, associados ao TSR de 4ª ordem. Tais padrões marcam uma redução da argilosidade para o topo, feição que pode estar associada a maior frequência de lâminas de siltito na fácies Ar. Neste contexto, tem-se a microfácies A3 que, apesar de sua ocorrência pontual, trata-se da microfácies argilosa com maior percentual de silte e maior IB, identificada apenas no TSR de 4ª ordem relacionado ao TSR de 3ª ordem (Figura 21).

Estas pequenas variações texturais acaba se refletindo em algumas diferenças significativas quando se compara as tendências marcadas pela curva de raio-gama e os ciclos de afinamento e engrossamento granulométrico marcados pelas fácies e destacados nas sucessões de fácies. Um exemplo pode ser observado entre ~ 206 m e 204 m de profundidade (Figura 21), onde a curva de raio-gama marca uma tendência em sino envolvendo delgadas camadas de fácies siltica (Sb) e de fácies heterolíticas (Hf e He), no entanto, internamente, observa-se tendências *coarsening up* marcadas pelas relações entre as fácies. Isto mostra uma interação bastante complexa entre criação de espaço de acomodação e taxa de sedimentação, em que o maior aporte de sedimentos registrado pelas fácies pode guardar relações com a desestabilização de áreas proximais, dada pela subida do nível do mar, e não obrigatoriamente estar associada a eventos de tempestade.

Além destas relações, é possível observar como os ciclos T-R de 4ª ordem comportam-se nas diferentes sucessões de fácies. Os limites das sucessões estão associados a tendências regressivas, com exceção da transição entre SF-B e SF-D, em torno de 194 m de profundidade, onde se observa vários pulsos transgressivos. Esta ocorrência de SF-D, sucessão que representa as condições mais distais de deposição, está associada ao maior afogamento da área, culminando com a SIM de 3ª ordem (Figura 21).

A SF-A, que marca o começo da transgressão, é representada por um ciclo completo de 4ª ordem, em que TST e TSR apresentam espessuras similares. Em SF-B, apesar do constante aporte de silte, predominam padrões em sino, seguindo a tendência transgressiva de 3ª ordem. SF-C e SF-D ocorrem associadas tanto ao TST quanto ao TSR de 3ª ordem, o que se reflete, diretamente, na frequência e espessura dos padrões em sino e em funil que caracterizam os ciclos de 4ª ordem. Normalmente,

o que se observa são ciclos de 4ª ordem mais espessos no TSR de 3ª ordem, indicando que, sob estas condições, atingiu-se condições deposicionais mais estáveis. Por fim, SF-E, que representa as condições deposicionais mais proximais do intervalo de estudo, exhibe um predomínio de padrões em funil, seguindo a tendência regressiva de 3ª ordem.

7. DISCUSSÕES

7.1. Modelo Depositional

Conforme 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, dominado pela ação de ondas normais e de tempestade, que se instalou na Bacia do Paraná durante o Devoniano. O modelo de plataforma continental em rampa, com declive suave, sob constante influência de processos trativos e gravitacionais é o melhor análogo para esta unidade litoestratigráfica (Plantz, 2021).

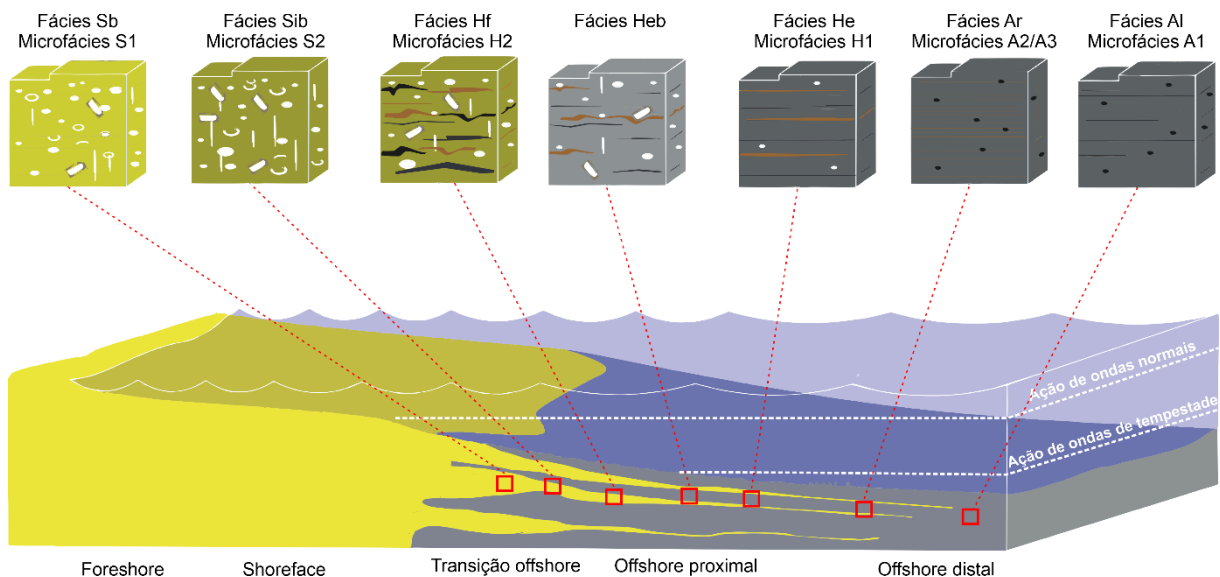
Apesar de estudos sedimentológicos e petrográficos não serem comuns nas sucessões essencialmente argilosas das bacias sedimentares brasileiras, a boa preservação de fósseis corpóreos e icnofósseis de faunas marinhas, associados a matéria orgânica, servem de base para a compreensão do ambiente e idade deposicional da Formação Ponta Grossa (Petri e Fúlfaro, 1983; Milani *et al.*, 2007, Grahn *et al.*, 2010). Cabe destacar que Sedorko *et al.* (2018a) caracterizou um paleoambiente de deposição semelhante para as rochas da Formação Ponta Grossa integrando dados sedimentológicos, icnológicos e tafonômicos.

A caracterização sedimentológica realizada através de fácies (Al, Ar, He, Heb, Hf, Sib e Sb) e microfácies (A1, A2, A3, H1, H2, S1 e S2), permitiu um detalhamento dos processos dinâmicos e complexos que ocorrem em mares epicontinentais. Mesmo nas fácies mais argilosas (Al e Ar), que representam a deposição que ocorre abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade, ou seja, a de mais baixa energia da sequência analisada, observa-se a presença de níveis contínuos a descontínuos com sedimentos mais grossos (tamanho silte fino), associados a laminações plano-paralelas, contatos nítidos e gradacionais, que sugerem a ação

episódica de correntes e/ou fluxos turbidífticos de baixa densidade desencadeados pela ação de ondas de tempestade (Kuehl *et al.* 1991; Macquaker *et al.*, 2010; Wilson e Schieber, 2015).

Por sua vez, o modo como estas fácies encontram-se relacionadas verticalmente, expresso através das sucessões de fácies (SF-A, SF-B, SF-C, SF-D e SF-E), além de essencial no entendimento das variações do nível de base, tendo, portanto, importante valor estratigráfico, são de grande relevância para a compreensão do paleoambiente deposicional. Conforme indicado pela literatura, fácies e sucessões de fácies do intervalo de estudo apontam para a deposição em um ambiente marinho raso, plataformar, abrangendo desde a transição entre o *shoreface* inferior e o *offshore* proximal até o *offshore* distal, sujeito à ação constante de ondas de tempestade, conforme ilustra a Figura 22.

Figura 22: Modelo deposicional para a sequência T-R em estudo, proposto com base nas fácies (Al, Ar, He, Heb, Hf, Sib e Sb) e nas microfácies (A1, A2, A3, H1, H2, S1 e S2) da sequência T-R de estudo. Os quadrados na cor vermelha posicionam lateralmente as regiões de formação das fácies e microfácies entre *offshore* distal e a transição entre o *shoreface* inferior e o *offshore* proximal. Os blocos diagramas na posição superior são modelos de representação dos aspectos das fácies descritas no presente estudo.



Fonte: Modificado de Sedorko *et al.* (2018b).

Mesmo nas sucessões de fácies que representam as condições mais distais do intervalo de estudo (SF-C e SF-D), constituídas preferencialmente por fácies associadas a decantação de finos abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade (*offshore* distal), processos de mais alta energia são frequentes e

sugerem que não se trata de uma deposição em porções marinhas profundas, mas sim, em uma plataforma rasa. Além das espessuras das camadas, que indicam uma taxa de sedimentação maior do que a esperada para as bacias oceânicas profundas, a recorrência em que níveis silticos foram descritos ao longo do intervalo de estudo, seja em delgadas lâminas contínuas a descontínuas, como observado nas fácies argilosas Al e Ar (Figuras 13 e 14), ou intercalados com argilitos, formando acamamento heterolítico lenticular, como em He e Heb (Figuras 15 e 16), ratificam esse modelo de deposição.

Conforme proposto por Macquaker *et al.* (2010), plataformas rasas, com declive suave, similar ao proposto para a Formação Ponta Grossa, são mais favoráveis a formação de depósitos siltico-arenosos abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade, devido, principalmente, a capacidade de atuação por longas distâncias de fluxos trativos unidirecionais e gravitacionais desencadeados por eventos de tempestade. Schieber (1994) discute a formação de folhelhos pretos laminados com delgadas lentes de siltitos depositados em um contexto de mar epicontinental raso sobre o cráton Norte Americano, durante o Devoniano Superior. O autor mostra que estes folhelhos, semelhantes a ritmitos, são formados a partir da decantação de sedimentos tamanho argila e silte nas porções mais distais da plataforma (*offshore proximal e distal*), tais partículas são mantidas em suspensão pela turbulência gerada no meio devido a ação de ondas de tempestade.

Desde a primeira referência a depósitos originados por eventos de tempestade (tempestitos) (Ager, 1974), estudiosos da área sintetizam os processos deposicionais relacionados a este tipo de depósito, porém, quase sempre em contextos deposicionais particularizados (Schieber, 1994; Wilson e Schieber, 2014). Borghi (2002), por outro lado, apresenta um modelo integrado entre a combinação dos processos deposicionais (*e. g.* fluxos gravitacionais (turbidíticos), correntes unidirecionais, correntes oscilatórias) que participam na formação de tempestitos denominado de “Plexo Tempestítico”, utilizando as rochas devonianas da Bacia do Paraná como estudo de caso.

No modelo Plexo Tempestítico (Borghi, 2002), é possível correlacionar os arenitos muito finos a finos com laminação plano-paralela das fácies C₂ e/ou C₃ às fácies Hf, Sib e Sb da sequência analisada e os argilitos e argilitos silticos das fácies F às fácies He, Heb, Ar e Al, evidenciando a deposição por decantação de sedimentos

associada a correntes trativas e/ou gravitacionais ocasionadas por eventos de tempestade. Ao longo da sequência T-R em estudo, esses processos sedimentares são responsáveis pela formação de laminações plano-paralelas (Al), de acamamento riscado (Ar), lenticular (He e Heb) e fláser (Hf). Ressalta-se a ausência da estratificação cruzada monticulada (*hummocky*) nas fácies do intervalo de estudo, que é o atributo mais popular para identificação de tempestitos (Borghi, 2002). Essa estrutura não ocorre no rol de fácies apresentado, o que pode ser associado ao retrabalhamento do fundo por organismos e/ou por correntes e ondas normais e de tempestades em ambiente plataformar marinho raso (Borghi, 2002). Todavia, o fato dessa estrutura não ser identificada no intervalo em estudo não invalida a diagnose da sequência ser formada com a influência de tempestades, pois mesmo em porções distais do offshore, onde predomina a decantação de finos, são encontrados níveis de sedimentos mais grossos (silte e areia muito fina) como observado nas microfácies A1, A2 e A3.

No *offshore* proximal, fluxos trativos e gravitacionais são mais frequentes e indicam condições energéticas mais elevadas quando comparados ao *offshore* distal. A alternância entre processos sedimentares de maior e menor energia é responsável por formar as fácies com acamamento heterolítico (He, Heb e Hf) e as microfácies (H1 e H2) associadas (Quadro 1). As sucessões de fácies SF-B e SF-C, constituídas preferencialmente por fácies heterolíticas (Figura 20), representam esse contexto deposicional. A fácies Hf registra condições energéticas um pouco maiores que as registradas nas fácies He e Heb, principalmente, pela mudança da granulometria dominante da rocha, que passa de argilitos (fácies He e Heb) para siltitos finos (fácies Hf). Além disso, quando analisadas microscopicamente, a microfácies H2 (associada a fácies Hf), apresenta registro de atividade biogênica mais intensa, além de grãos tamanho areia fina a média em maior proporção, quando comparada a microfácies H1 (associada a fácies He). Desse modo, assume-se que a fácies Hf formou-se acima do nível de base da ação de ondas de tempestade, enquanto as fácies He e Heb se depositaram abaixo desse mesmo nível.

A recorrência de fluxos de maior energia, intimamente associados com a formação das rochas com acamamento heterolítico, é responsável não somente por carrear sedimentos para o *offshore*, mas também por promover um aumento na circulação de oxigênio do meio, favorecendo a proliferação de organismos no

substrato (Föllmi e Grimm, 1990), como registrado nas fácies heterolíticas Heb e Hf, que são moderada- a intensamente bioturbadas.

No intervalo de estudo, observa-se diferença entre índices de bioturbação em fácies formadas em ambientes de sedimentação semelhantes. Essa ideia é destacada quando se compara a fácies He com Heb, por exemplo, em que a diferença principal entre as duas consiste no aumento do índice de bioturbação, mais alta em Heb. Isso pode ocorrer pela ocorrência de intervalos de tempo mais longos entre os eventos de tempestade em Heb, com menor taxa de sedimentação, conseqüentemente, propiciando mais tempo para organismos colonizarem o substrato e obliterar as características deposicionais dos sedimentos.

A região de transição entre o *shoreface* e o *offshore* proximal pode concentrar uma grande variedade de fácies, e é caracterizada pela ocorrência daquelas formadas por processos de maior energia, como representado pela SF-E, sem, contudo, atingir a região acima do nível base de ação de ondas de tempo bom (Figura 22).

SF-E, presente na porção superior da sequência T-R em estudo, é caracterizada pelas fácies Sb e Sib e as microfácies S1 e S2, respectivamente. Predominam, neste contexto deposicional, espessas camadas constituídas predominantemente por grãos de tamanho silte, Myrow (1991) afirma que a variação na espessura das camadas de tempestitos se relacionam com a posição de formação na plataforma, assim como a intensidade dos processos de formação envolvidos. Portanto, as camadas mais espessas da SF-E estão relacionadas à própria dinâmica do ambiente, que recebe maior volume de sedimentos em porções mais proximais da plataforma de deposição, acima do nível de base de ação de ondas de tempestade.

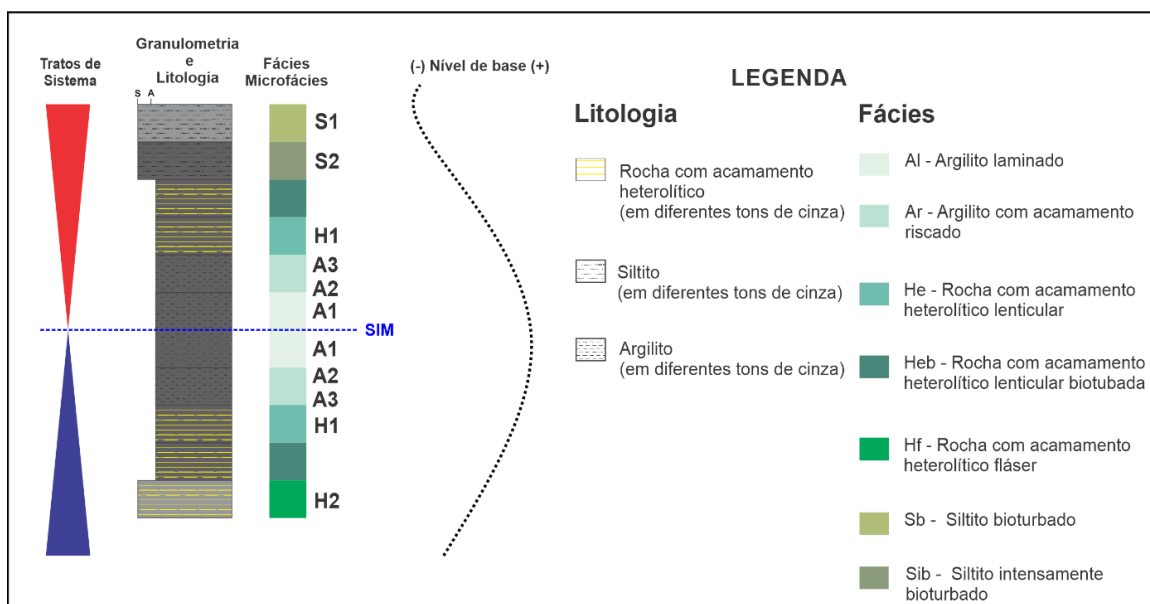
Sb e, principalmente, Sib apresentam-se intensamente bioturbadas e, devido ao elevado índice de bioturbação (IB = 3-5), estruturas deposicionais preservadas são raras e, quando presentes, observa-se apenas resquícios de laminações. O elevado IB ocorre como reflexo das condições óxicas do substrato devido a posição mais proximal na plataforma, assim como do constante aporte de sedimentos por eventos de tempestade. Bann *et al.* (2004) ao relacionar atributos sedimentológicos e icnológicos, apresentam ideias semelhantes ao observarem que fácies formadas em ambiente proximais apresentam maiores índices de atividade biogênica em seu registro e essa relação ocorre, principalmente, pelas características ambientais

favoráveis à condição da vida, como por exemplo, a disponibilidade de alimento e oxigênio. No intervalo de estudo, essa ideia é clara ao se comparar as fácies A1 (distal) e Sb (proximal). No entanto, ao se comparar a variação dos índices de bioturbação de fácies associadas ao mesmo contexto deposicional, como por exemplo, Sib (IB=4-5) e Sb (IB=3), essa diferença pode estar relacionada a oscilação da taxa de sedimentação, menores em Sib.

7.2. Modelo estratigráfico

O padrão de empilhamento de fácies e microfácies identificado ao longo da sequência T-R analisada permitiu, além do refinamento do modelo deposicional, a elaboração de um modelo estratigráfico para os tratos de sistema transgressivo (TST) e regressivo (TSR) de 3ª ordem, previamente estabelecidos por Plantz (2021; Figura 23). O modelo estratigráfico é uma idealização. Na natureza, as sequências T-R apresentam-se incompletas, o que guarda relações com eventos de erosão ou não deposição, sendo importante considerar as variações impostas ao modelo por conta de variações na disponibilidade de sedimentos e nas condições de energia do meio.

Figura 23: Modelo estratigráfico da sequência T-R em estudo. O padrão em sino (azul) representa o TST de 3ª ordem e o padrão em funil (vermelho) representa o TSR de 3ª ordem.



Fonte: O autor.

No modelo, o início do ciclo transgressivo de 3ª ordem (Figura 23) é marcado por alternância, em diferentes proporções, entre deposição de sedimentos com granulometria tamanho silte e decantação de argila, formando as fácies com acamamento heterolítico (Hf, Heb e He, respectivamente), evidenciando o constante aumento do nível de base e, conseqüentemente, o aumento das taxas de criação do espaço de acomodação e a queda energética do sistema. Essas fácies ocorrem predominantemente no TST, em pequenas espessuras e de forma cíclica, como verificado na sucessão de fácies SF-B, constantemente associados uns aos outros e/ou às fácies Al e Ar, disposto de maneira que formam sucessões de afinamento granulométrico para o topo (*finning up*) até a superfície de inundação máxima, evidenciando a diminuição energética do sistema. A fácies Hf ocorre de modo insignificante na porção regressiva da sequência, sendo, portanto, uma fácies exclusiva do TST no modelo analisado. Destaca-se, ainda, que os ciclos do TSR (4ª ordem) mapeados no TST de 3ª ordem, normalmente, se associam a Hf, He e/ou Heb, indicando que a ocorrência dessas fácies representa períodos de estabilidade e/ou pequenas quedas na taxa de subida do nível do mar durante o período de transgressão.

Posteriormente, sobreposto as fácies heterolíticas, ocorrem as fácies Ar e Al, predominando a decantação de sedimentos argilosos, associados a deposição de finas camadas de siltitos por fluxos gravitacionais e/ou trativos. Essas fácies ocorrem em pequenas espessuras, normalmente, alternadas com as fácies heterolíticas, como evidenciado nas SF-C e SF-D. Essa relação é colocada em evidência quando se analisa o TST de 4ª ordem, onde é possível observar predominância de padrões em sino que ocorrem frequentemente e em pequenas espessuras, intercalados com padrões em funil menos frequentes e pouco espessos (Figura 21), o que, estratigraficamente, pode representar a subida do nível do mar em pequenos pulsos transgressivos associados a curtos períodos de estabilidade.

Na porção de ocorrência das fácies Al e Ar do TST de 3ª ordem, o nível de base alcança as posições mais elevadas do modelo, com espaço de acomodação amplo e predomínio de decantação de finos, em contexto de baixa energia, resultando no posicionamento da superfície de inundação máxima (SIM), sustentado pela alta resposta da curva de raios-gama (Figura 21) e pelas fácies (Al e Ar) e microfácies (A1 e A2) argilosas. Além disso, para o posicionamento da SIM, foi utilizado o nível de

sideritização bem marcado ao longo do intervalo (~188,50 m – Figura 21). De acordo com Ketzer *et al.* (2003), Laenen e Craen (2004), precipitação de siderita em ambientes marinhos podem representar seções condensadas, sendo, portanto, um importante indicador da SIM.

No modelo, com a implantação do trato de sistema regressivo (Figura 23) observa-se uma diminuição dos valores da curva de raios-gama e a inversão da curva do nível de base, representando uma queda relativa do nível do mar, resultando na transição de fácies argilosas depositadas abaixo do nível de base da ação de ondas de tempestade (Al, Ar, He e Heb) para fácies predominantemente silticas que ocorrem entre o nível de base de ação de ondas de tempestade e o nível de base de ação de ondas normais (Sib e Sb). Consequentemente, são formados padrões em funil mais frequentes e espessos nos ciclos de 4ª ordem devido ao aumento progressivo da proporção de silte nas rochas

As fácies Sib e Sb ocorrem de modo insignificante na porção transgressiva da sequência, sendo, possível considerá-las exclusivas do TSR, como indicado no modelo da Figura 23. Nesse contexto, a taxa de sedimentação suplanta a taxa de criação de espaço de acomodação, predominando a deposição de grãos tamanho silte, em contexto de mais alta energia quando comparado com o TST. Destaca-se, quanto a sucessões de fácies, uma queda acentuada da curva de raios-gama durante transição de SF-D para SF-E, resultado da diminuição de argilosidade nas rochas presentes nessas sucessões. Os ciclos T-R de 4ª ordem mapeados no TSR são mais espessos quando comparados aos mapeados no TST, comportamento também observado nas fácies do TSR, o que pode indicar condições mais estáveis de sedimentação.

Em estudos no testemunho do poço 2-TB-1-PR, Plantz *et al.* (2021), através de análise palinológica, constataram idade Neopraguiana - Eo/Mesogivetiana (?) para o intervalo que se estende das “camadas de transição” até o topo da Formação Ponta Grossa. Plantz (2021), por sua vez, com base na análise dos padrões de curvas raios-gama, divide esse testemunho em duas sequências T-R de 2ª ordem e nove sequências T-R de 3ª ordem, dentre elas, a sequência T-R detalhada no presente estudo. A autora assume ainda que a superfície de regressão máxima que marca o limite entre as duas sequências de 2ª ordem representa a passagem do Eifeliano para o Givetiano e marca a base da sequência T-R em estudo.

Bergamaschi (1999) interpretou seis sequências deposicionais de 3ª ordem (A a F) para o Grupo Paraná. Admite-se, por correlação com a idade, que a sequência “E” (Neo-Eifeliana a Neo-Givetiana) abranja o intervalo analisado no presente estudo. Para o autor, esta sequência representa o afoamento máximo da seção devoniana, resultado de um espesso Trato de Sistema Transgressivo (TST) composto por vários ciclos assimétricos com engrossamento granulométrico e espessamento estratal para o topo que se iniciam por fácies de folhelho preto laminado posteriormente recoberta por arenitos finos com estratificação cruzada *hummocky*. Essa sucessão faciológica descrita por Bergamaschi (1999) pode ser associada a passagem do intervalo basal para o intervalo superior identificados neste trabalho, que representa uma mudança na granulometria predominante das fácies, passando de camadas centimétricas de argilitos e argilitos silticos laminados ou com acamamento riscado, além de rochas com acamamento heterolítico, para camadas métricas de siltitos e siltitos argilosos com resquícios de laminações plano-paralelas.

Sedorko *et al.* (2018a), integrando a sedimentologia e a icnologia, divide o Grupo Paraná em 3 sequências de 3ª ordem, a Siluro-Devoniana, equivalente a Formação Furnas e aos Membros Jaguariaíva e Tibagi da Fm. Ponta Grossa, a Devoniana I e a Devoniana II, que correspondem ao Membro São Domingos da Formação Ponta Grossa. A sequência Devoniana II pode ser correlacionada ao intervalo de estudo do presente trabalho que se inicia pela superfície de regressão máxima Eifeliana-Givetiana (Sedorko *et al.*, 2018a). O autor caracteriza 7 fácies (Fácies 1 a 7) das quais predominam na porção Givetiana Inferior a fácies 5, composta por siltitos com laminação plano-paralela, moderado a intensamente bioturbados, que localmente podem apresentar acamamento lenticular e a fácies 7 caracterizada por folhelhos moderado- a intensamente bioturbados que podem exibir lentes de arenito muito finos. Ao correlacionar essas fácies às identificadas neste estudo, observa-se que a fácies 5 pode se correlacionar às fácies Sb, Sib e Hf e a fácies 7 pode ser associada às fácies Al, Ar, He e Heb.

8. CONCLUSÕES

As sucessões essencialmente argilosas das bacias brasileiras não são alvos frequentes de estudos sedimentológicos de detalhe. São, normalmente, tratadas como intervalos homogêneos, onde predominam descrições pouco precisas. A caracterização textural de detalhe, realizada em um intervalo de ~40 m da Formação Ponta Grossa (Devoniano da Bacia do Paraná), permitiu a definição de sete fácies sedimentares (Al, Ar, He, Heb, Hf, Sib e Sb) e sete microfácies (A1, A2, A3, H1, H2, S1 e S2), demonstrando o quão diverso estes intervalos podem ser.

A grande variedade de fácies e microfácies permitiu uma melhor compreensão acerca dos processos sedimentares dinâmicos e complexos responsáveis pela deposição das rochas microclásticas da Formação Ponta Grossa. Destaca-se as informações de microtextura e microtrama provenientes de descrições de lâminas petrográficas. Estas mostraram-se essenciais para o refinamento da informação macroscópica (e.g. observações em lâminas petrográficas permitiram a identificação de duas microfácies, A2 e A3, associadas a fácies Ar), tornando a interpretação das fácies mais precisa e capaz de descrever de modo mais assertivo os ambientes dominados por lama.

As cinco sucessões de fácies (SF-A, SF-B, SF-C, SF-D e SF-E) foram caracterizadas a partir da relação vertical e do padrão de empilhamento das sete fácies e complementadas pelas informações das microfácies. As SF's são representativas de um paleoambiente marinho raso, plataformar, cuja deposição ocorreu entre o *shoreface* inferior e o *offshore* distal, com predomínio de fácies argilosas e heterolíticas formadas abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade. Neste contexto, ganha destaque o detalhamento da fácies Al através da microfácies A1, mostrando que mesmo nas regiões mais distais, onde predomina a decantação de finos, a sedimentação é influenciada por processos de maior energia, associados a eventos de tempestade.

Outro fator que se apresentou bastante útil neste estudo de caso, foi a análise detalhada do índice de bioturbação (IB). Utilizado como um dos aspectos diagnósticos das fácies, o IB foi importante na compreensão do ambiente de sedimentação e nas modificações que os eventos episódicos de maior energia promovem nele, permitindo

realizar suposições sobre variações na taxa de sedimentação e inferências sobre a circulação de oxigênio no meio.

Além do modelo deposicional, avanços foram alcançados no refinamento do arcabouço estratigráfico de 3ª ordem proposto na literatura. O estudo integrado das sucessões de fácies, indicativas de variações deposicionais, e dos padrões de comportamento da curva de raio-gama do intervalo de estudo possibilitou o mapeamento de ciclos de afogamento e raseamento (ciclos T-R), internos a sequência T-R de 3ª ordem. Esse estudo proporcionou um detalhamento estratigráfico de alta frequência (4ª ordem) mostrando, para o intervalo analisado, variações entre taxa de criação de espaço de acomodação e aporte sedimentar internos aos tratos de sistema transgressivo (TST) e regressivo (TSR) de 3ª ordem.

Propõe-se, neste estudo, uma análise integrada entre informações texturais e os conceitos modernos da estratigrafia de sequências. Esta abordagem permitiu elaborar um empilhamento ideal de fácies para o TST e outro para o TSR, algo que precisa ser ratificado e adaptado em estudos mais abrangentes, a fim de representar o modelo de empilhamento em plataformas siliciclásticas rasas, com declive suave, em diferentes contextos de variação do nível do mar.

Deste modo, o presente trabalho definiu, através do modelo deposicional, a disposição lateral das fácies no cenário deposicional e, através do modelo estratigráfico, como essas fácies relacionam-se verticalmente, no tempo, frente as oscilações do nível do mar. Trata-se de algo ainda pouco discutido e apresentado para as sucessões essencialmente argilosas das bacias brasileiras, mas poderão ser utilizados a fim de comparação em estudos futuros da própria Formação Ponta Grossa ou, até mesmo, de unidades cujos mecanismos de deposição são similares.

Para pesquisas futuras envolvendo sucessões essencialmente argilosas, recomenda-se a realização de análises mais detalhadas que permitam uma melhor compreensão dos aspectos texturais dessas rochas. Isto pode ser feito através da descrição em detalhe de um número maior de lâminas petrográficas, englobando porções representativas dos ciclos T-R de 4ª ordem para quem sabe estabelecer um modelo de empilhamento ideal de microfácies, mas também, recomenda-se o uso de técnicas mais avançadas de observação das partículas, como microscópio eletrônico

de varredura (MEV), e de identificação dos argilominerais, como difratometria de raios-X (DRX).

9. REFERÊNCIAS

AGER, D. V. **Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan High Atlas.**

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 15, n. 2, p. 83-93, 1974.

ASSINE, M.L.; SOARES, P.C.; MILANI, E.J. **Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil.** Revista Brasileira de Geociências, v. 24, n. 2, p. 77-89. 1994.

ASSINE, M. L. **Aspectos da estratigrafia das sequências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil.** 1996. 207 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, USP, São Paulo, 1996.

ASSINE, M. L. et al. **Progradação deltaica tibagi no Devoniano médio da Bacia do Paraná.** Revista Brasileira de Geociências, v. 28, n. 2, p. 125-134. 1998.

ARTHUR, M.; SAGEMAN, B. Marine Black Shales: **Depositional Mechanisms and Environments of Ancient Deposits.** Annual Review Earth Planet Science, v. 22, p. 499-551, 1994.

BANN, K. L. et al. **Differentiation of estuarine and offshore marine deposits using integrated ichnology and sedimentology: Permian Pebley Brach Formation, Sydney Basin, Australia.** London, Geological Society, Special Publications, v. 228, p. 179-211, 2004.

BERGAMASCHI, S. **Análise Estratigráfica do Siluro-Devoniano (Formações Furnas e Ponta Grossa) da Sub-Bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil.** 1999. 167 p. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. 1999.

BERGAMASCHI, S. **Análise sedimentológica da Formação Furnas na faixa de afloramentos do flanco norte do Arco Estrutural de Ponta Grossa, Bacia do Paraná, Brasil.** 1992. 172 p. Dissertação de Mestrado, IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 1992.

BORGHI, L. **Visão Geral da Análise de fácies Sedimentares do Ponto de Vista da Arquitetura Depositional**. Boletim do Museu Nacional, Rio de Janeiro, n. 53, 26 p. 2000.

BORGHI, L. **Fácies, arquitetura deposicional, tempestitos e o Devoniano da bacia do Paraná**. 2002. 309 p. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2002.

BOSETTI, E.P. et. al. **Formação Ponta Grossa: História, fácies e fósseis**. I Simpósio de Pesquisa em Ensino e História de Ciências da Terra, III Simpósio Nacional sobre Ensino de Geologia no Brasil. p. 353-360. 2007.

BIGARELLA, J. J. Geology of the Amazon and Parnaíba basins. *In*: NAIRN, A. E. M.; STEHLI, F. G. **The South Atlantic**. New York: Springer New York, 2013, cap. 2, p. 25-86.

BUATOIS L. A. et al. **Colonization of Brackish-Water Systems through Time: Evidence from the Trace-Fossil Record**. PALAIOS, v. 20, n. 4, p. 321–347, 2005.

CARELLI, T. G.; BORGHI, L. O Conceito de Microfácies Sedimentares e sua Aplicação ao Estudo de Rochas Microclásticas (Folhelhos). *In*: **Caracterização de Microfácies Sedimentares em Folhelhos da Formação Ponta Grossa (Devoniano), na Borda Leste da Bacia do Paraná**. 2010. 28 p. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2010.

CATUNEANU, O. **Principles of sequence stratigraphy**. 1st ed. Alberta, Canadá: Elsevier, 2006. 375 p.

CLARKE, J. M. **Fósseis Devonianos da Bacia do Paraná**. Monographias do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Rio de Janeiro, 353 p. 1913.

COLE, R.D.; PICARD, M.D. **Primary and Secondary Sedimentary Structures in Oil Shale and Other Fine-Grained Rocks, Green River Formation (Eocene), Utah and Colorado**. Utah Geology, Utah, U.S.A., v. 2, p. 49–67. 1975.

CÔRTEZ, A. R. P. **Fácies e Associação de fácies da Formação Pirambóia na Região de Descalvado/SP**. 2013. 105 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

CURTIS, C.D.; SPEARS, D.A. **The Formation of Sedimentary Iron Minerals**. *Economic Geology*, v. 63, p. 257-270, 1968.

DAEMON, R.F.; QUADROS, L.P.; SILVA, L.C. **Devonian palynology and biostratigraphy of the Paraná Basin**. Boletim Paranaense de Geociências, v. 21, n. 22, p. 99-132. 1967.

D'AVILA, R. et al. **Ambientes marinhos profundos: Sistemas turbidíticos**. In: SILVA, A. J. C. L. P.; ARAGÃO, M. A. N. F.; MAGALHÃES, A. J. C. Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil. Petrobas, cap. X, p. 244-301, 2008.

DINIZ, M. N. **Interpretação ambiental da Formação Ponta Grossa na parte central da Bacia do Paraná – um estudo de subsuperfície**. 1985. 148 p. Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo, 1985.

EKDALE, A. A.; R. G. BROMLEY. **Comparative Ichnology of Shelf-Sea and Deep-Sea Chalk**, Journal of Paleontology, v. 58, n. 2, p. 322-332, 1984.

EMBRY, A. F. **Transgressive-Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy**. 22nd Annual Gulf Coast Section SEPM, Calgary, Alberta, Canadá, p. 151-172. 2002.

EMBRY, A. F.; JOHANNESSEN, E. P. **T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdup Basin, Arctic**. Arctic Geology and Petroleum Potential, NPF Special Publication, v. 2, p. 121-146, 1992.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R. **Fácies e associações de fácies em depósitos quaternários de terraço na Bacia do Rio do Peixe, região ocidental paulista**. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 22, n. 1, p. 5-16, 2003.

FERREIRA, F.J.F.; CANDIDO, A. G.; ROSTIROLLA, S. P. **Correlação Gamaespectrométrica de Afloramentos e Poços: Estudo de Caso na Formação Ponta Grossa (Bacia do Paraná, Brasil)**. Revista Brasileira de Geofísica, v. 28, n. 3, p. 371-396. 2010.

FRUERGAARD, M. **Mid Holocene to Recent sedimentar Evolution of a micro-tidal coastal lagoon, Northern Wadden Sea, Denmark**. 2009. 139 p. Master Thesis, Department of Geografy & Geology, University of Copenhagen, 2009.

FOLK, R. L. **Evidence for Peritidal Deposition of Devonian Caballos Novaculite, Marathon Basin**. Texas, AAPG Bulletin, v. 57, n. 4, p. 702–725, 1973.

FÖLLMI, K. B.; GRIMM, K. A. **Doomed pioneers: Gravity-flow deposition and bioturbation in marine oxygen-deficient environments.** Earth Sciences Board, University of California, Santa Cruz, California, p. 1069-1072, 1990.

GRAHN, Y.; PEREIRA, E.; BERGAMASCHI, S. **Silurian and lower devonian chitinozoan biostratigraphy of the paraná basin in brazil and Paraguay.** Palynology, v. 24, n. 1, p. 147-176. 2000.

GRAHN, Y.; PEREIRA, E.; BERGAMASCHI, S. **Middle and upper Devonian chitinozoan biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay.** Palynology, v. 26, n. 1, p. 135-165. 2002.

GRAHN, Y.; MELO, J. H. G.; STEEMANS, P. **Integrated chitinozoan and miospore zonation of the Serra Grande Group (Silurian-lower Devonian), Parnaíba Basin, northeast Brazil.** Revista Española de Micropaleontología, v. 37, n. 2, p 183-204. 2005.

GRAHN, Y.; GAUGRIS, K. A. **New chitinozoan species from the Devonian of the Paraná Basin, South Brazil, and their biostratigraphic significance.** Revista Associação Paleontológica da Argentina, Buenos Aires, v. 43, n. 2, 18 p. 2006.

GRAHN, Y. et al. **The Furnas/Ponta Grossa contact and the age of the lowermost Ponta Grossa Formation in the Apucarana sub-basin (Paraná basin, Brazil): integrated palynological age determination.** Revista brasileira de paleontologia, v. 13, n. 2, p. 89-102. 2010.

HENDRY, J.P. **Ankerite (in sediments).** In: FINKL, C. W. Sedimentology. Encyclopedia of Earth Science. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 31-35, 1978.

HENDRY, J. P. et al. **Ankerite Cementation in Deeply Buried Jurassic Sandstone Reservoirs of the Central North Sea.** Journal of Sedimentary Research, v. 70, n. 1, p. 227–239, 2000.

HUTSKY, A. J.; FIELDING, C. R.; **The Offshore Bar Revisited: A New Depositional Model For Isolated Shallow Marine Sandstones In the Cretaceous Frontier Formation of the Northern Uinta Basin, Utah, U.S.A.** Journal of Sedimentary Research, v. 86, n. 1, p. 38–58, 2016.

KETZER, J.M. et al. **Sequence stratigraphic distribution of diagenetic alterations in coal-bearing, paralic sandstones: evidence from the Rio Bonito Formation (early Permian), southern Brazil.** Sedimentology, v. 50, p. 855-877, 2003

KUEHL, S. A. et al. **Millimeter-Scale Sedimentary Structure of Fine-Grained Sediments: Examples from Continental Margin Environments**. In: BENNETT, R. H., et al. *Microstructure of Fine-Grained Sediments*. *Frontiers in Sedimentary Geology*. Springer, New York, NY, p. 33-45, 1991.

LAENEN, B.; CRAEN, M. **Eogenetic siderite as an indicator for fluctuations in sedimentation rate in the Oligocene Boom Clay Formation (Belgium)**, *Sedimentary Geology*, v. 163, n. 3-4, p. 165-174, 2004.

LANIER, W. P. **Bedform sedimentology of the Lone Star spillway and Buildex quarry stops**. In: ARCHER, A. W.; FELDMAN, H. R.; LANIER, W. P. *Incised Paleovalleys of the Douglas Group in Northeastern Kansas*. Kansas Geological Survey, Report, v. 93, n. 24, s. 4, 10 p, 1993.

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

LANGE, F. W. **Biostratigraphic subdivision and correlation of the Devonian in the Paraná Basin**. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 21, n. 22, p. 63-98, 1967.

LI, Z.; SCHIEBER, J. **Application of sequence stratigraphic concepts to the Upper Cretaceous Tununk Shale Member of the Mancos Shale Formation, south-central Utah: Parasequence styles in shelfal mudstone strata**. *Sedimentology*, n. 67, p. 118-151, 2020

MACEACHERN, J. A. **The Ichnofacies Paradigm**. In: KNAUST, D.; BROMLEY, R. G. *Developments in Sedimentology*. Elsevier, v. 64, cap. 4, p. 103-138, 2012.

MACQUAKER, J. H. S.; TAYLOR, K. G. **A sequence stratigraphic interpretation of a mudstone-dominated succession: the Lower Jurassic Cleveland Ironstone Formation**. *Journal of Geological Society of London*, v. 153, p. 759-770, 1996.

MACQUAKER, J. H. S.; HOWELL J. K.; **Small-scale (<5.0 m) vertical heterogeneity in mudstones: implications for high-resolution stratigraphy in siliciclastic mudstone successions**. *Journal of the Geological Society*, v. 156, n. 1, p. 105–112, 1999.

MACQUAKER, J. H. S.; ADAMS, A. E. **Maximizing Information from fine-grained sedimentary rocks: An inclusive nomenclature for mudstones**. *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, n. 5, p. 735-744, 2003.

MACQUAKER, J. H. S.; TAYLOR, K. G.; GAWTHORPE, R. L. **High-Resolution Facies Analyses of Mudstones: Implications for Paleoenvironmental and Sequence Stratigraphic Interpretations of Offshore Ancient Mud-Dominated Successions**. *Journal of Sedimentary Research*, v. 77, n. 4, p. 324-339, 2007

MACQUAKER, J. H. S.; BENTLEY, S. J.; BOHACS, K. M. **Wave-enhanced sediment-gravity flows and mud dispersal across continental shelves: Reappraising sediment transport processes operating in ancient mudstone successions**. *Geology*, v. 38, n. 10, p. 947-950, 2010.

MCRAE, S.G. **Glauconite**. *Earth-Science Reviews*, v.8, n. 4, p. 397-440,1972.

MAIA, M. F. B. et al. **Mineralogical analysis of Devonian sediments of the Ponta Grossa Formation, Paraná Basin: Paleoenvironmental studies and perspective of non-convecional generation**. *Revista Geociências, UNESP, São Paulo*, v. 40, n. 2, p. 551-566. 2021.

MIALL, A.D. **A review of the braided-river depositional environment**. Elsevier, Amsterdam, *Earth-Science Reviews*, v. 13, 62 p. 1977.

MILANI, E.J. **Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica de Gondwana Sul**. 1997. 225 p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILANI, E. J. et al. **Sequences and Stratigraphic Hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician Cretaceous), Southern Brazil**. *Boletim IG USP, sudeste brasileiro, série científica* n. 29, p. 125-173. 1998.

MILANI, E. J. et al. **Bacia do Paraná**. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2 p. 265-287. 2007.

MOREIRA, A. L. S. **Caracterização estratigráfica do intervalo inferior da Formação Ponta Grossa (Devoniano) em um testemunho de sondagem na borda leste da Bacia do Paraná**. 2019. 104 p. Trabalho de conclusão de curso (graduação em geologia), UFRJ, Rio de Janeiro – RJ.

MYROW, P. M. **Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf**. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, n. 1, p. 99-115, 1991.

OLIVEIRA, E. P. **Terreno devoniano do sul do Brasil**. Anais da Escola de Minas de Ouro Preto, Minas Gerais, v.14, p. 31-41. 1912.

PEREIRA, E.; BERGAMASCHI, S.; RODRIGUES, M. A. **Sedimentary evolution of the Ordovician, Silurian and Devonian sequences of Paraná Basin in Brazil**. Zbl. Geol. Pläont., v. 1, p. 779-792. 1998.

PETRI, S. **Contribuição para ao estudo do Devoniano paranaense**. 1948. 125 p. Tese de Doutorado – Universidade Federal de São Paulo, São Paulo, 1948.

PETRI, S; FÚLFARO, V. J. **Geologia do Brasil**. São Paulo, T. A. Queiroz, 1983.

PICKARD, M.D. **Classification of Fine Grained Sedimentary Rocks**. University of Utah, Salt Lake City, Utah. Journal of Sedimentary Petrology, v. 41, n.1, p. 179–195. 1971.

PLANTZ, J. B. et al. **Uso de Espectrometria de Raios-Gama Aplicado à Caracterização de Sucessões Argilosas: Estudo de Caso em um Intervalo Devoniano da Borda Leste da Bacia do Paraná, Brasil**. IG UFRGS, Porto Alegre, RS. Pesquisas em Geociências, v. 48, n. 1, 27 p. 2021.

PLANTZ, J. B. **Análise estratigráfica de uma sucessão de folhelhos da Formação Ponta Grossa (Devoniano da Bacia do Paraná) e implicações no estudo de reservatórios não convencionais**. 2021. 195 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2021.

POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. **Facies Models Revisited**. 1. ed. Tulsa, Oklahoma, U.S.A., Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special Publication v. 84. 2006.

RAMOS, V.A. et al. **Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes**. Tectonics, v. 5, n. 6, p. 855-880. 1986.

RAPOSO, M. I. B. **Episódios intrusivos no Arco de Ponta Grossa, determinados através de um estudo paleomagnético**. Revista Brasileira de Geociências, v. 25, n. 1, p. 3-19. 1995.

REINECK, H. E. **Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee**. Abhandl. Senckenberg. Naturforsch. Ges. v. 505, 138 p. 1963.

REZENDE, M. F. **Análise Estratigráfica de Alta Resolução do Intervalo Praguiano-Neoemsiano (Formação Ponta Grossa), na Borda Leste da Bacia do Paraná, com Base em Dados Geoquímicos e Sedimentológicos.** 2007. 85 p. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

SEDORKO, D.; BOSETTI, E.P; NETTO, R.G. **An integrative ichnological and taphonomic approach in a transgressive–regressive cycle: a case study from Devonian of Paraná Basin, Brazil.** *Lethaia*, v. 51, p. 15-34. 2018a.

SEDORKO, D. et al. **Paleoenvironments of a regressive Devonian section from Paraná Basin (Mato Grosso do Sul state) by integration of ichnologic, taphonomic and sedimentologic analyses.** *Brazilian Journal of Geology*, v. 48 n. 4, p. 805-820. 2018b.

SEDORKO, D.; FRANCISCHINI, H. **Ichнология Interações entre Organismos e Substratos.** 1. Ed. Curitiba, CRV. 2020. 672 p.

SELLEY, R. C. **Ancient Sedimentary Environments.** Londres, *Geological Magazine*, v. 108, n. 6, p. 551-552, 1970.

SELLEY, R. C. **Applied Sedimentology.** 2nd ed. Cambridge, Academic Press, 523 p. 2000.

SHI, Z. **Tidal bedding and tidal cyclicities within the intertidal sediments of a microtidal estuary, Dyfi River Estuary, west Wales, U.K.** *Sedimentary Geology*, v. 73, p. 43-58, 1991.

SCHIEBER, J. **Evidence for high-energy events and shallow-water deposition in the Chattanooga Shale, Devonian, central Tennessee, USA.** *Sedimentary Geology*, v. 93, p. 193-208, 1994.

SCHIEBER, J. **Developing a sequence stratigraphic framework for the late Devonian Chattanooga Shale of the Southeastern U.S.A.: Relevance for the Bakken Shale.** *Williston Basin Symposium*, p. 58-68, 1998.

SCHIEBER, J.; SOUTHARD, J.; THAISEN, K. **Accretion of mudstone beds from migrating floccule ripples.** *Science*, v. 318, n. 5857, p. 1760–1763, 2007.

SCHIEBER, J.; SOUTHARD, J. B. **Bedload transport of mud by floccule ripples – Direct observation of ripple migration processes and their implications.** *Geology*, v. 37, n. 6, p. 483–486, 2009.

SCHIEBER, J. **Shale Microfabrics and Pore Development – Na Overview with Emphasis on the Importance of Depositional Processes**. Recovery, Bloomington, Indiana University, p. 1-4. 2011.

THOMAS, R. G. et al. **Inclined heterolithic stratification - Terminology, description, interpretation and significance**. Sedimentary Geology, v. 53, p. 123-179. 1987.

VARGAS, M. R. et al. **The Devonian of the Paraná Basin, Brazil: sequence stratigraphy, paleogeography, and SW Gondwana interregional correlations**. Sedimentary Geology. v. 408, n. 105768, 14 p. 2020.

WALKER, R.G. **Facies Models Revisited**. SEPM Special Publication, v. 84, 17 p. 2006.

WILSON, R. D.; SCHIEBER, J. **Muddy Prodeltaic Hyperpycnites In the Lower Genesee Group of Central New York, USA: Implications For Mud Transport In Epicontinental Seas**. Journal of Sedimentary Research, v. 84, n. 10, p. 866–874, 2014.

WILSON, R. D.; SCHIEBER, J. **Sedimentary facies and depositional environment of the Middle Devonian Genesee Formation of New York, USA**. Journal of Sedimentary Research, v. 85, n. 11, p. 1393-1415, 2015.

WILSON, R. D.; SCHIEBER, J. **Sediment transport processes and lateral facies gradients across a muddy shelf: Examples from the Genesee Formation of central New York, United States**. AAPG Bulletin, v. 101, n. 4, p. 423-431, 2017.

ZALÁN, P. V. **Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras**. Geologia do Continente Sul-Americano. Petrobrás, Rio de Janeiro, cap. XXXIII, p. 595-612. 2004.

ZALÁN, P. V. et al. **The Paraná Basin, Brazil**. AAPG, v. 51, cap. 33, p. 681-708. 1990.