



Ana Luiza Silva Moreira

**CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO INTERVALO INFERIOR
DA FORMAÇÃO PONTA GROSSA (DEVONIANO) EM UM
TESTEMUNHO DE SONDAGEM NA BORDA LESTE DA BACIA DO
PARANÁ**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2019



UFRJ

Ana Luiza Silva Moreira

**CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO INTERVALO INFERIOR DA
FORMAÇÃO PONTA GROSSA (DEVONIANO) EM UM TESTEMUNHO DE
SONDAGEM NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARANÁ**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientador(es):

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Josiane Branco Plantz

Rio de Janeiro
NOVEMBRO DE 2019

MOREIRA, Ana Luiza Silva

Título: Caracterização estratigráfica do intervalo inferior da Formação Ponta Grossa (Devoniano) em um testemunho de sondagem na borda leste da Bacia do Paraná / Ana Luiza Silva Moreira - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2019.

xx, 117 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2019.

Orientador(es): Leonardo Fonseca Borghi de Almeida, Josiane Branco Plantz

1. Geologia. 2. Setor de Paleontologia e Estratigrafia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida e Josiane Branco Plantz. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Caracterização estratigráfica do intervalo inferior da Formação Ponta Grossa (Devoniano) em um testemunho de sondagem na borda leste da Bacia do Paraná.

Ana Luiza Silva Moreira

CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO INTERVALO INFERIOR DA
FORMAÇÃO PONTA GROSSA (DEVONIANO) EM UM TESTEMUNHO DE
SONDAGEM NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARANÁ

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de
Geólogo.

Orientador(es):

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Josiane Branco Plantz

Aprovada em: 22 de novembro de 2019

Por:

Orientador: DSc. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

DSc. Claudio Limeira Mello (UFRJ)

DSc. Maria Fernanda Barroso Maia (COPPETEC)

DSc. Thiago Gonçalves Carelli (COPPETEC)

UFRJ
Rio de Janeiro
2019

Dedico este trabalho aos maiores investidores dos meus sonhos e da minha felicidade, meus pais Maria Luiza e Maurício Moreira.

Agradecimentos

Agradeço à Josiane Plantz por ser uma co-orientadora muito dedicada e amiga.

Agradeço à equipe do LAGESED (Laboratório de Geologia Sedimentar – UFRJ), em especial à Maria Fernanda Maia e Helisson Santos por toda a ajuda com a aquisição e interpretação do MEV/EDS, à Paula Mendlowicz e Fernanda Setta pelos ensinamentos e discussões e ao Thiago Carelli pelo suporte.

Agradeço ao “Projeto Folhelho – Caracterização geológica da qualidade de folhelhos marinhos do Devoniano da bacia do Paraná do ponto de vista exploratório” (conv. Fundação Coppetec IGEO – 19301), financiado pela Geopark com recursos de *Compromisso com Investimentos em Pesquisa e Desenvolvimento*, supervisionado pela Agência Nacional do Petróleo, Gás e Biocombustíveis – ANP P&D, pela aquisição do material de estudo e financiamento da pesquisa.

Agradeço ao LAFO (Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânica) pela utilização da infraestrutura.

“Ninguém ignora tudo. Ninguém sabe tudo. Todos nós sabemos alguma coisa.
Todos nós ignoramos alguma coisa. Por isso aprendemos sempre.”

Paulo Freire

Resumo

MOREIRA, Ana Luiza Silva. Caracterização estratigráfica do intervalo inferior da Formação Ponta Grossa (Devoniano) em um testemunho de sondagem na borda leste da Bacia do Paraná. 2019, 117 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Na região do Arco de Ponta Grossa, borda leste da Bacia do Paraná, afloram rochas microclásticas e arenitos finos da Formação Ponta Grossa (Devoniano). Apesar dos muitos estudos realizados na unidade, poucos são focados nos aspectos sedimentológico e no detalhamento estratigráfico. Com base nisto, o presente trabalho tem como objetivo a análise sedimentológica e estratigráfica de alta resolução de uma sequência Transgressiva-Regressiva (T–R) de 3ª ordem da porção basal do testemunho de sondagem do poço 2-TB-1-PR, localizado em Tibagi (PR). A sequência T–R (432,60m a 343,60m) foi definida segundo aspectos litológicos e dados de raio-gama. A partir da descrição litológica em escala 1:40 foram caracterizadas cinco fácies sedimentares: argilito e argilito siltico bioturbado (Ab); argilito e argilito siltico laminado (Al); siltito e siltito argiloso bioturbado (Sb); siltito com estratificação cruzada por ondas (Se); argilito com acamamento heterolítico lenticular (He). A descrição de 17 lâminas petrográficas e a análise de oito amostras em microscópio eletrônico de varredura (MEV) com espectroscopia de energia dispersiva (EDS) acoplado, permitiu a caracterização de seis microfácies: siltito argiloso com níveis contínuos de siderita (M1); siltito com siderita lamelar (M2); argilito com siderita esferulítica (M3); siltito argiloso bioturbado (M4); argilito siltico bioturbado (M5); siltito laminado (M6). A sedimentação da sequência é atribuída ao paleoambiente de transição entre *shoreface* e *offshore* a *offshore* proximal. A análise conjunta das técnicas permitiu a delimitação de sequências T–R de 4ª ordem e a construção de um modelo ideal de empilhamento estratigráfico, algo ainda pouco discutido para a formação.

Palavras-chave: Formação Ponta Grossa; fácies; microfácies

Abstract

MOREIRA, Ana Luiza Silva. Stratigraphic characterization of the inferior interval of Ponta Grossa Formation (Devonian) of a drill core, east edge of Paraná Basin. 2019, 117 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Microclastic rocks and fine arenites of the devonian Ponta Grossa Formation outcrops in the region of Ponta Grossa Arc, east edge of Paraná Basin. The area is largely studied, but there are few works focused on sedimentological aspects and stratigraphic detailing. Based on this, the present work has the objective to do a high resolution sedimentological and stratigraphic analysis of a 3rd order Transgressive–Regressive (T–R) sequence of the basal portion of drill core 2-TB-1-PR, located in Tibagi (PR). The T–R sequence (432,60m–343,60m) was defined by lithological aspects and gamma-ray profiles. The lithological description of the interval (scale 1:40) was used to characterize five sedimentary facies: bioturbated claystone and silty claystone (Ab), laminated claystone and silty claystone (Al), bioturbated siltstone and clayey siltstone (Sb), siltstone with cross wave stratification (Se) and lenticular heterolitic bedding (He). The description of 17 petrographic thin sections and the analysis of 8 samples by scanning electron microscopy (SEM) with energy dispersive X-ray spectroscopy (EDS) were used to characterize six microfacies: clayey siltstone with siderite in levels (M1), siltstone with lamellar siderite (M2), claystone with spherulitic siderite (M3), bioturbated clayey siltstone (M4), bioturbated silty claystone (M5) and laminated siltstone (M6). The depositional environment is the transition of shoreface to offshore and proximal offshore. The analysis of facies, microfacies and gamma-ray profiles were used to determine 4th order T–R sequencies and to propose a stratigraphic model, an aspect that is still little discussed in this unit.

Key-Words: Ponta Grossa Formation; facies; microfacies

Lista de Figuras

- Figura 1** – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com afloramento de rochas das supersequência Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru. Destacam-se as feições estruturais que delimitam a bacia e as sub-bacias Apucarana e Alto Garças. Modificado de Milani (2004) e Grahn *et al.* (2010).....4
- Figura 2** – Contexto tectono-sedimentar da margem meridional de Gondwana, representando a placa oceânica do Panthalassa em convergência com a placa continental e distinguindo a porção cratônica de Gondwana e as faixas móveis. Modificado de Milani (1997).....6
- Figura 3** – Tabela que correlaciona a deposição das supersequências Rio Ivaí, Paraná e Gondwana I aos ciclos de subsidência da Bacia do Paraná, influenciados pelas orogenias sofridas pelo Gondwana sul-ocidental. Nota-se que os ciclos eustáticos globais de Vail *et al.* (1977), ilustrados na última coluna, não representam a subsidência da bacia de forma tão efetiva. Modificado de Milani (1997).....8
- Figura 4** – Diagrama crono-litoestratigráfico da Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 2007).....10
- Figura 5** – Esquema de correlação entre as unidades litoestratigráficas da sub-bacia Apucarana e Alto Garças, com a primeira seguindo a proposta de nomenclatura de Grahn (1992) e Grahn *et al.* (2010) e a segunda apresentando o Grupo Chapada proposto por Evans (1894), subdividido por Andrade & Camarço (1980, 1982). Modificado de Grahn *et al.* (2010).....18
- Figura 6** – Sequências deposicionais de 3ª ordem e tratos de sistemas deposicionais no Siluro-Devoniano da sub-bacia de Apucarana em dois poços (2-RI-1-PR e 2-CS-1-PR). TSMB = trato de sistema de mar baixo; TST = trato de sistema transgressivo; TSMA = trato de sistema de mar alto; SIM = superfície de inundação máxima (Bergamaschi, 1999).....20
- Figura 7** – Mapa de localização do poço 2-TB-1-PR (Tibagi), identificado pelo círculo vermelho. O poço está localizado no município de Tibagi (PR), cuja principal via de acesso é a rodovia BR-153 (Rodovia Transbrasiliana).....28
- Figura 8** – Mapa geológico simplificado da região do Arco de Ponta Grossa, na borda leste da Bacia do Paraná, com o poço 2-TB-1-PR indicado pelo círculo vermelho. Na região afloram rochas da Supersequência Paraná (formações Furnas e Ponta Grossa, que compõem o Grupo Paraná) e da Supersequência Gondwana I (grupos Itararé, Guatá e Passa Dois). À leste afloram as rochas proterozoicas do embasamento e à oeste encontram-se rochas mais novas, de idade Mesozoica (Plantz *et al.*, submetido).....29
- Figura 9** – Perfil litológico na escala 1:800 do testemunho de sondagem do poço 2-TB-1-PR, com a subdivisão em intervalos litológicos (A, B, C, D e E) (Plantz *et al.*, submetido).....31
- Figura 10** – Perfil litofaciológico elaborado por Plantz *et al.* (submetido) com os perfis geofísicos suavizados e ajustados por Passos (2018). Os triângulos azul e vermelho representam as sequências T-R definidas no testemunho do poço 2-TB-1-PR.....33
- Figura 11** – Diagrama de classificação de sedimentos elaborado por Shepard (1954).....36

Figura 12 – Perfil lito-faciológico na escala 1:500 da sequência T–R de estudo, acompanhado do perfil de raio gama total, estruturas sedimentares e índice de bioturbação. A sequência é representada pelos triângulos azul (porção transgressiva) e vermelho (porção regressiva) e a superfície de inundação máxima pelo tracejado azul.....42

Figura 13 – Fácies Ab: argilito e argilito síltico bioturbado. Destaca-se na fotografia (A) (427,00 m) a presença de níveis de siderita, alguns destacados pelas setas brancas, além das delgadas lâminas de silte que marcam a laminação plano paralela (setas amarelas). Observe que na base da amostra há maior frequência das lâminas, enquanto no topo a ocorrência diminui. Na fotografia (B) (374,20) há maior obliteração de características primárias pela bioturbação, apresentando preservação pontual das lâminas de silte (seta amarela).....44

Figura 14 – Fácies Al: argilito e argilito síltico laminado. A característica mais pronunciada da fácies é a laminação, marcada pela intercalação entre argila e silte. Apresenta siderita em níveis, destacado pela seta branca, porém menos frequentes do que na fácies Ab. Amostra da profundidade 401,80 m.....46

Figura 15 – Fácies Sb: siltito e siltito argiloso bioturbado. A fotografia (A) (428,05 m) apresenta menor argilosidade, destacando os níveis de siderita (setas brancas) e o icnogênero *Zoophycos isp.* (setas vermelhas), além da pirita frequente. A amostra da fotografia (B) (427,70 m) possui maior argilosidade, nota-se algumas porções com laminação plano paralela preservada (setas amarelas) e duas gerações de bioturbação se entrecortando (seta vermelha).....48

Figura 16 – Fácies Se: siltito com estratificação cruzada por ondas. Destaca-se na fotografia a diferente angulação da estratificação cruzada na base e no topo da amostra. Apresenta uma falha, indicada pelas setas cinza, sendo possível também identificar fraturas preenchidas por cimento carbonático. Amostra da profundidade 345,00m.....50

Figura 17 – Fácies He: argilito com acamamento heterolítico lenticular. A amostra da fotografia (A) (354,90 m) apresenta-se intensamente bioturbada, com contatos difusos. Já a amostra (B) (353,80 m) apresenta fratura preenchida por carbonato (seta cinza) e laminação plano paralela preservada (setas amarelas).....52

Figura 18 – Perfil litofaciológico na escala 1:500. As profundidades das lâminas são identificadas pelos traços e as do MEV/EDS pelas estrelas. As setas representam as tendências gerais do perfil de raio gama e a linha tracejada em azul é a superfície de inundação máxima.....56

Figura 19 – Microfácies M1: siltito argiloso com níveis contínuos de siderita. O fotomosaico (A) (419,35 m) ilustra a bioturbação frequente na microfácies e destaca o nível de siderita indicado pela seta branca. A fotomicrografia (B) (432,40 m, 5x, nicois paralelos) apresenta um nível contínuo de siderita com a borda oxidada e a fotomicrografia (C) (419,35m, 5x, nicois paralelos) detalha o nível de siderita apontado pela seta branca em A.....58

Figura 20 – MEV da microfácies M1, na profundidade 419,35 m. Em (A), observa-se no centro um tubo preenchido por material da matriz; em (B), o mapa dos principais elementos composicionais da amostra. Destaca-se a alta presença de Si (grãos de quartzo) e Al (matriz

argilosa), além de alguns pontos de Ca (calcita). Observa-se a sobreposição entre os elementos Fe e Mg, compondo o tom rosado dos minerais alongados; em (C) e (D) é explícita a relação entre os elementos Mg e Fe, que caracterizam a siderita magnésiana.....59

Figura 21 – Microfácies M2: siltito com siderita lamelar. O fotomosaico (A) (428,05 m) mostra a bioturbação intensa da microfácies. As fotomicrografias da profundidade 428,05 m (B) em nicois paralelos e (C) em nicois cruzados, ambos com aumento de 10x, destacam a siderita (setas brancas) em hábito lamelar.....61

Figura 22 – MEV da profundidade 428,05. Em (A), destaca-se na porção inferior da figura bioturbações preenchidas por material da matriz; em (B), o mapa dos principais elementos composicionais da amostra, destacando o Si (grãos de quartzo), Al e K (matriz argilosa), Fe (siderita) e Ca (calcita); nota-se que o Fe em (C) e o Ca em (D) não se sobrepõem.....62

Figura 23 – MEV da profundidade 422,75 m. Em (A), destaca-se a siderita lamelar em tons de cinza claro, com pirita framboidal no centro da imagem em cinza esbranquiçado; em (B), maior detalhamento da siderita lamelar; em (C), o mapa dos principais elementos composicionais da amostra, com destaque para o Si (grãos de quartzo), Al (matriz argilosa) e Fe (siderita); em (D), o mapa do ferro, destacando a siderita.....63

Figura 24 – Microfácies M3: argilito com siderita esferulítica. Nota-se no fotomosaico em (A) os icnofósseis presentes na microfácies; na fotomicrografia (B), maior detalhamento da siderita esferulítica característica da microfácies (407,65m, nicois paralelos, 10x).....64

Figura 25 – Microfácies M4: siltito argiloso bioturbado. Destaca-se no fotomosaico (384,30 m) (A) a intensa bioturbação. Em (B) (348,70m, 5x, nicois paralelos) duas gerações de bioturbação se entrecortando, com o preenchimento por material mais grosso e pirita framboidal e em (C) (366,40 m, 10x, nicois paralelos) a petrotrama caótica e glauconita destacada pela seta branca.....66

Figura 26 – MEV da profundidade 354,50 m. Em (A), nota-se a petrotrama caótica e os minerais de ferro em tom de cinza claro; em (B), o mapa dos principais elementos composicionais da amostra, com destaque para o Si (grãos de quartzo), K (matriz argilosa) Fe (siderita ou anquerita) e Ca (calcita ou anquerita). Em (C) o mapa evidencia o predomínio de quartzo; há sobreposição de (D), (E) e (F) em um mineral do canto superior, que é a anquerita. Nos outros pontos em (C) há calcita enquanto em (E) e (F) há siderita.....68

Figura 27 – MEV da profundidade 366,40 m. Em (A), se destaca no topo da figura pirita framboidal em tom cinza esbranquiçado; em (B), o mapa dos principais elementos composicionais da amostra, destacando a predominância de Si (grãos de quartzo), Fe (siderita e pirita), Mg (siderita) e Ca (calcita); em algumas porções ocorre sobreposição de Fe (C), Mg (D) e Ca (E), indicando anquerita; em (F) se destaca a pirita.....69

Figura 28 – MEV da profundidade 401,80 m. Em (A), a em tons de cinza claro se destaca a siderita; em (B), o mapa dos principais elementos composicionais da amostra, desta vez com maior porcentagem de argilominerais; (C) e (D) mostram siderita com menor teor de magnésio.....70

Figura 29 – Microfácies M5: argilito síltico bioturbado. Destaca-se no fotomosaico (A) (350,00 m) a intensa bioturbação, por vezes preenchidas por silte; em (B) (374,10 m, nicois

paralelos, 10x) há uma bioturbação preenchida por silte em maior detalhe; e em (C) (379,00 m, nicois cruzados, 10x) é apresentada fissilidade óptica.....71

Figura 30 – MEV da profundidade 390,65 m. Em (A) observa-se a petrotrama caótica; em (B), o mapa dos principais elementos composicionais da amostra, destacando-se Al (argilominerais), Si (quartzo) e Fe (siderita e pirita); (C) e (D) destacam a menor proporção de siderita da microfácies.....72

Figura 31 – MEV da profundidade 374,10 m. Em (A), o mapa dos elementos ressalta uma porção mais síltica da microfácies; em (B) a ocorrência de pirita framboidal; em (C) além da pirita na porção central, algumas outras porções são de siderita, conforme sobreposição com (D).....73

Figura 32 – Microfácies M6: siltito laminado. No fotomosaico (A) (345,00 m) destaca-se a laminação e a falha (seta cinza); na fotomicrografia (B) (345,00 m, nicois cruzados, 10x) e em (C) (345,00 m, nicois paralelos, 10x) apresenta o cimento carbonático.....75

Figura 33 – Fotomicrografia com aumento de 10x em nicois paralelos das lâminas 374,10 m (A) e 379,00 m (B), que destaca a maior argilosidade da profundidade 379,00 m.....76

Figura 34 – Perfil litofaciológico na escala 1:500 que sintetiza os resultados obtidos pelo presente estudo. As profundidades das lâminas são identificadas pelos traços e as do MEV/EDS pelas estrelas. As setas representam as tendências gerais do perfil de raio-gama e a linha tracejada é a superfície de inundação máxima da sequência de 3ª ordem.....78

Figura 35 – Diferentes ocorrências de pirita. Em (A) (422,75 m), pirita framboidal substituindo um palinomorfo e euédrica disseminada; em (B) (374,10 m) e (C) (422,75 m) com hábito framboidal preenchendo bioturbações; em (D) (428,05 m) substituindo um palinomorfo; em (E) (374,10 m) framboidal disseminada; em (F) (422,75 m) framboidal e euédrica disseminadas.....85

Figura 36 – MEV da profundidade 354,50 m, que apresenta siderita aproveitando as micas (provavelmente biotita) para crescer, apresentando-se zonada, com porções de alto ferro, alto magnésio e alto manganês. O “x” vermelho indica o local em que foi feita a análise EDS.....89

Figura 37 – A figura superior representa a plataforma continental e parte do perfil de praia, destacando através do retângulo vermelho a porção em que o modelo se posiciona, na zona de transição *offshore* a *offshore* proximal. A segunda figura é o modelo paleoambiental que ilustra as fácies e microfácies da porção basal do testemunho 2-TB-1-PR.....91

Figura 38 – Modelo estratigráfico das sequências de 4ª ordem da porção basal da formação Ponta Grossa no poço 2-TB-1-PR, com as sequência representadas pelos triângulos azul (transgressivo) e vermelho (regressivo).....93

Lista de Quadros

Quadro 1 – Terminologias relacionadas aos diferentes índices de bioturbação.....	35
Quadro 2 – Quadro síntese de fácies.....	41
Quadro 3 – Quadro síntese de microfácies.....	55

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Análise EDS da amostra 354,50 m.....	89
--	----

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	viii
<i>Abstract</i>	ix
Lista de Figuras	x
Lista de Quadros	xiv
Lista Tabelas	xv
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	1
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	3
2.1 Bacia do Paraná	3
2.2 Evolução geotectônica da Bacia do Paraná	5
2.3 Registro estratigráfico da Bacia do Paraná	8
2.3.1 Supersequência Rio Ivaí	11
2.3.2 Supersequência Paraná	12
2.3.3 Supersequência Gondwana I	12
2.3.4 Supersequência Gondwana II	14
2.3.5 Supersequência Gondwana III	14
2.3.6 Supersequência Bauru	15
2.4 Nomenclatura litoestratigráfica da Supersequência Paraná	16
2.4.1 Sequências de 3ª ordem do Siluro-Devoniano.....	19
2.4.2 Formação Furnas	21
2.4.3 Contato Furnas/Ponta Grossa	22
2.4.4 Formação Ponta Grossa	23
3 Estudos prévios do testemunho de sondagem do poço 2-TB-1-PR.....	27
4 MATERIAL.....	34
5 MÉTODO	35
6 RESULTADOS	39
6.1 Descrição litológica	39
6.2 Fácies Sedimentares	40
6.2.1 Fácies Ab.....	42

6.2.2 Fácies Al	45
6.2.3 Fácies Sb	47
6.2.4 Fácies Se	49
6.2.5 Fácies He	51
6.3 Sucessão de fácies	52
6.4 Microfácies	54
6.4.1 Microfácies M1	56
6.4.2 Microfácies M2.....	60
6.4.3 Microfácies M3.....	63
6.4.4 Microfácies M4.....	65
6.4.5 Microfácies M5	70
6.4.6 Microfácies M6	74
6.5 Superfície de inundação máxima	75
6.6 Sequências T–R de 4ª ordem	77
7 DISCUSSÕES	80
7.1 Processos trativos atuantes na deposição de rochas microclásticas	80
7.2 Minerais diagenéticos	83
7.2.1 Pirita	84
7.2.2 Siderita	87
7.2.3 Anquerita	90
7.3 Modelo paleoambiental	90
7.4 Modelo estratigráfico	92
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS	95
Referências bibliográficas	97
Apêndice A – Descrição litológica na escala 1:40 da porção basal da Formação Ponta Grossa no testemunho de sondagem do poço 2-TB-1-PR	

1 INTRODUÇÃO

O termo “rochas microclásticas” refere-se às rochas sedimentares formadas predominantemente por grãos de tamanho menor do que 0,063 mm, sendo um termo bastante abrangente para designar rochas como folhelhos, lamitos, siltitos e argilitos.

As rochas microclásticas são as mais abundantes no registro sedimentar e ao mesmo tempo as menos estudadas, apontadas como um dos temas mais desafiadores da Geologia Sedimentar (Schieber *et al.*, 2007). São de difícil caracterização pelo tamanho diminuto dos grãos, apresentando dificuldades de realização de ensaios mecânicos e de testes em laboratório para entender o transporte e os processos formadores dessas rochas.

Os estudos focados em rochas microclásticas têm crescido ao longo dos anos, motivados principalmente por interesse econômico, visto que são rochas geradoras e selantes em sistemas petrolíferos convencionais e, tratando-se de sistemas não convencionais, são reservatórios do tipo *shale gas*.

A Formação Ponta Grossa é uma unidade litoestratigráfica da Bacia do Paraná, composta essencialmente por rochas microclásticas, que, apesar de estudada por muitos autores, ainda necessita ser melhor caracterizada do ponto de vista sedimentológico e estratigráfico, principalmente em subsuperfície.

1.1 Objetivos

O presente estudo tem como objetivo geral a caracterização sedimentológica e estratigráfica de alta resolução da porção basal da Formação Ponta Grossa recuperada no testemunho de sondagem do poço 2-TB-1-PR, a partir da análise detalhada de uma sequência Transgressiva–Regressiva (T-R) de 3ª ordem previamente definida.

A descrição litológica e microscópica do intervalo de estudo possibilita a definição de fácies e microfácies, respectivamente, ressaltando as características composicionais, icnológicas e deposicionais. A relação entre as fácies, microfácies e os perfis de raio-gama permitem o maior detalhamento estratigráfico do intervalo, obtido pela definição de sequências T-R de 4ª ordem.

Os dados servem de base para um modelo paleoambiental, no qual as fácies e microfácies são posicionadas lateralmente em uma porção da plataforma continental, além de um modelo estratigráfico, que mostra o empilhamento das camadas em momentos de afogamento e raseamento do sistema.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma bacia paleozoica de interior cratônico que abrange as regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, oeste do Uruguai, leste do Paraguai e nordeste da Argentina, totalizando uma área de aproximadamente 1.500.000 km² e cerca de 8 km de profundidade. Seu formato é ovalado, com eixo maior na direção norte-sul e a maior parte de seu perímetro delimitada por limites erosivos consequentes de eventos mesozoicos (Milani 2004; Milani *et al.*, 2007). O registro sedimentar da Bacia do Paraná estende-se do Meso/Neorodoviciano até o Neocretáceo (Milani & Ramos, 1998).

Na porção territorial do Brasil, a Bacia do Paraná possui dois depocentros, sendo dividida em sub-bacia Apucarana (ao sul) e sub-bacia Alto Garças (ao norte) (Ramos *et al.*, 1970; Figura 1). As sub-bacias são delimitadas pelos altos Três Lagoas e Campo Grande, conectadas pelo sinclinal Alto Araguaia, e evoluíram de formas distintas durante o Ordoviciano, o Siluriano e grande parte do Devoniano. Devido a isto, apresentam diferentes taxas de subsidência e condições tectônicas distintas, que geraram um ambiente marinho mais raso na sub-bacia Alto Garças durante o Devoniano, fato atestado pela maior proporção de areia e silte nas rochas desta porção (Melo, 1988; Grahn *et al.*, 2010). A comunicação entre as duas sub-bacias foi estabelecida no Devoniano Médio (Givetiano), como resultado da ampla subsidência sofrida a partir do Emsiano por influências da Orogenia Precordilheirana (Melo, 1988; Pereira & Bergamaschi, 1996; Milani & Ramos, 1998).

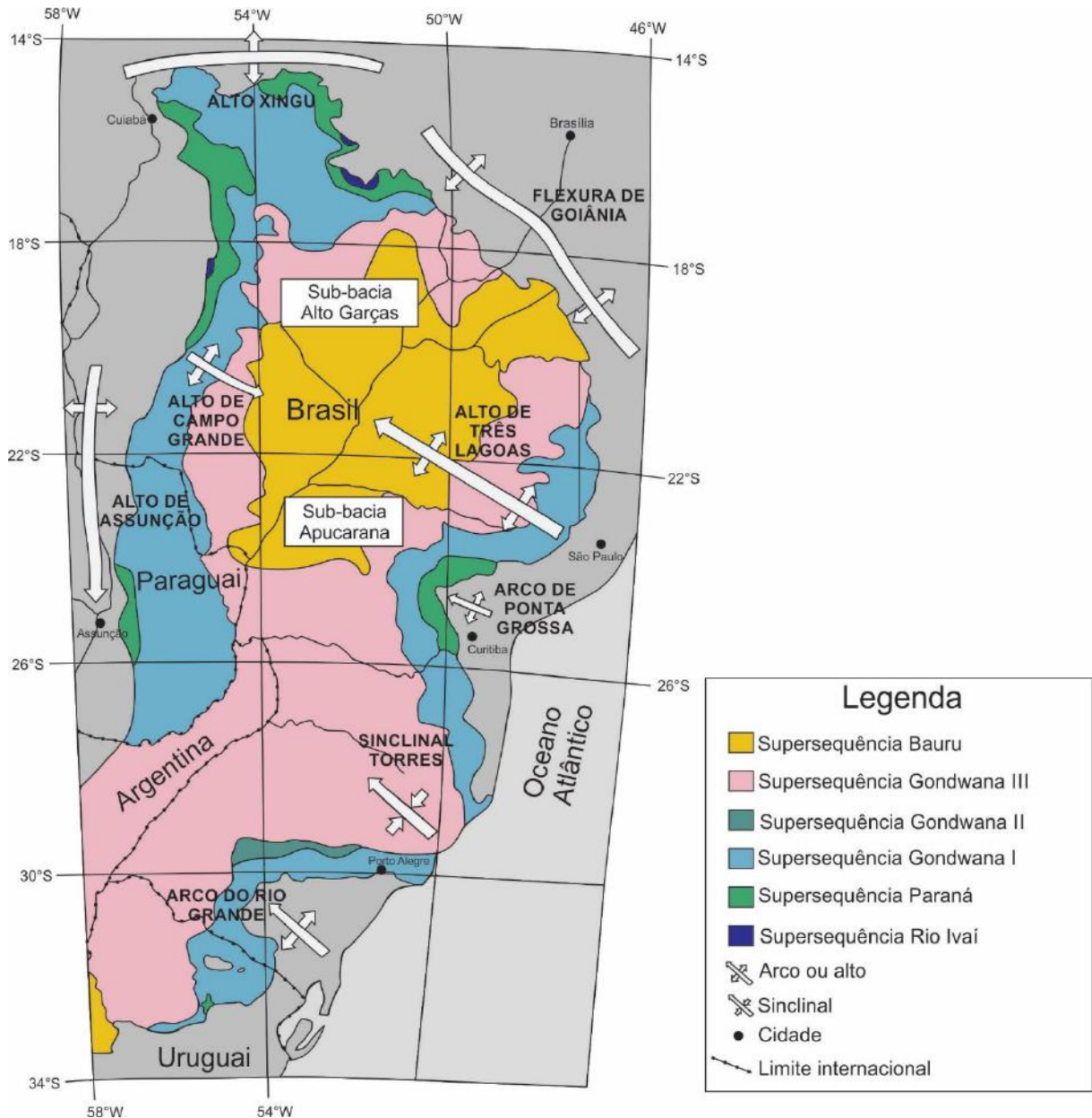


Figura 1 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com afloramento de rochas das superseqüências Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru. Destacam-se as feições estruturais que delimitam a bacia e as sub-bacias Apucarana e Alto Garças. Modificado de Milani (2004) e Grahn *et al.* (2010).

Na borda leste da bacia do Paraná, na sub-bacia Apucarana, destaca-se a ocorrência do Arco de Ponta Grossa, uma feição estrutural alongada, com eixo principal NW-SE. Seu soerguimento está associado à abertura do oceânico Atlântico Sul, por meio de pulsos ascensionais que ocorreram entre o Cretáceo e o Neógeno (Zalán *et al.*, 1990). O

soerguimento foi responsável pela exposição de rochas mais antigas da bacia do Paraná, dentre elas as siluro-devonianas.

2.2 Evolução geotectônica da Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná desenvolveu-se na porção sul-ocidental de Gondwana sobre embasamento relativamente estável, no núcleo do paleocontinente, configurando um golfo aberto ao Panthalassa durante o início de sua história (Powell *et al.*, 1993; Milani & Ramos, 1998). Apesar de ter se desenvolvido em um cráton, a história evolutiva da Bacia do Paraná foi influenciada pelas faixas móveis brasileiras que a circundavam (Cordani *et al.*, 1984; Zalán *et al.*, 1990; Soares, 1991; Milani & Ramos, 1998), sendo um limite ativo de placas no qual ocorria a convergência entre a placa continental e a litosfera oceânica do Panthalassa durante o Fanerozoico (Bahlburg & Breitzkreuz, 1991; Gohrbandt, 1993; Milani & Ramos, 1998; Figura 2).

A evolução tectônica do Gondwana sul-ocidental impulsionou as fases de subsidência acelerada que controlaram o registro estratigráfico da Bacia do Paraná (Milani & Ramos, 1998). A orogenia do Gondwana sul-ocidental divide-se em dois ciclos tectono-sedimentares principais: Famatiniano (Ordoviciano a Devoniano) e Gondwânico (Carbonífero a Triássico), o primeiro inclui as orogenias Oclóyica e Precordilheirana e o segundo as orogenias Chánica e Sanrafaélica.



Figura 2 – Contexto tectono-sedimentar da margem meridional de Gondwana, representando a placa oceânica do Panthalassa em convergência com a placa continental e distinguindo a porção cratônica de Gondwana e as faixas móveis. Modificado de Milani (1997).

A colisão entre o terreno Precordilheira e o Gondwana no Meso/Neo-Ordoviciano (Orogenia Oclóyica) promoveu a reativação de antigas suturas do embasamento, o que desencadeou a subsidência inicial da Bacia do Paraná, na forma de depocentros transtrativos alongados na direção SW-NE (Ramos, 1990; Astini *et al.*, 1996; Milani & Ramos, 1998). Esta fase inicial se associa aos depósitos da Supersequência Rio Ivaí (Milani, 1997).

O ciclo devoniano (Praguiano-Emsiano) de subsidência acelerada é relacionado à Orogenia Precordilheirana, que se refere à colisão inicial do terreno Chilenia (Zalán, 2004), cujo clímax resulta em uma transgressão tectonicamente induzida, associada ao rápido

afofamento dos sistemas parálícos da Formação Furnas e a inundaçãõ máxíma do Emsiano que marca a Formação Ponta Grossa (Milani & Ramos, 1998).

No Eocarbonífero, durante o segundo ciclo tectono-sedimentar, a bacia sofria influência da Orogenia Chánica, referente à fase final da colisão do terreno Chilenia (Zalán, 2004). Ela foi precursora de um ciclo de subsidência bem preservado na porçãõ continental de Gondwana (antepaís), enquanto na Bacia do Paraná tais registros não ficaram preservados devido à extensa glaciaçãõ sofrida pelo paleocontinente (Milani & Ramos, 1998).

Já no final do Eopermiano, o acesso marinho ao Gondwana foi restringido devido a um vasto arco magmático, origem do magmatismo Serra Geral, relacionado à Orogenia Sanrafaélica (ou Gondwanides, de forma mais abrangente), que caracteriza a colagem do terreno Patagônia ao extremo sul de Gondwana (Milani & Ramos, 1998; Zalán 2004).

Nesse contexto, evidencia-se que a tectônica coordenou os mecanismos controladores básicos da subsidência na bacia, através da dissipaçãõ intraplaca de esforços ao longo de antigas zonas de fraqueza e da propagaçãõ para o interior cratônico da flexura litosférica por sobrecarga tectônica (Milani, 1997).

Segundo Milani & Ramos (1998), a atividade tectônica foi responsável pelos pulsos de subsidência e, conseqüentemente, pela criaçãõ de espaço de acumulaçãõ, influenciando de forma mais efetiva o arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná do que as variações eustáticas globais do nível do mar propostas por Vail *et al.* (1977), mesmo que estas também sejam importantes (Milani & Ramos, 1998). As superfícies de inundaçãõ máxíma propostas por Vail *et al.* (1977), que são os melhores picos de correlaçãõ global do nível do mar, são identificados no Neossiluriano, Eocarbonífero e Eopermiano. No entanto, eles não são observados na Bacia do Paraná, sendo registrados picos de inundaçãõ máxíma locais no Eossiluriano, Eodevoniano e Neopermiano, que na verdade representam uma combinaçãõ

entre a história de subsidência da bacia e as variações eustáticas globais do nível do mar (Milani & Ramos, 1998; Figura 3).

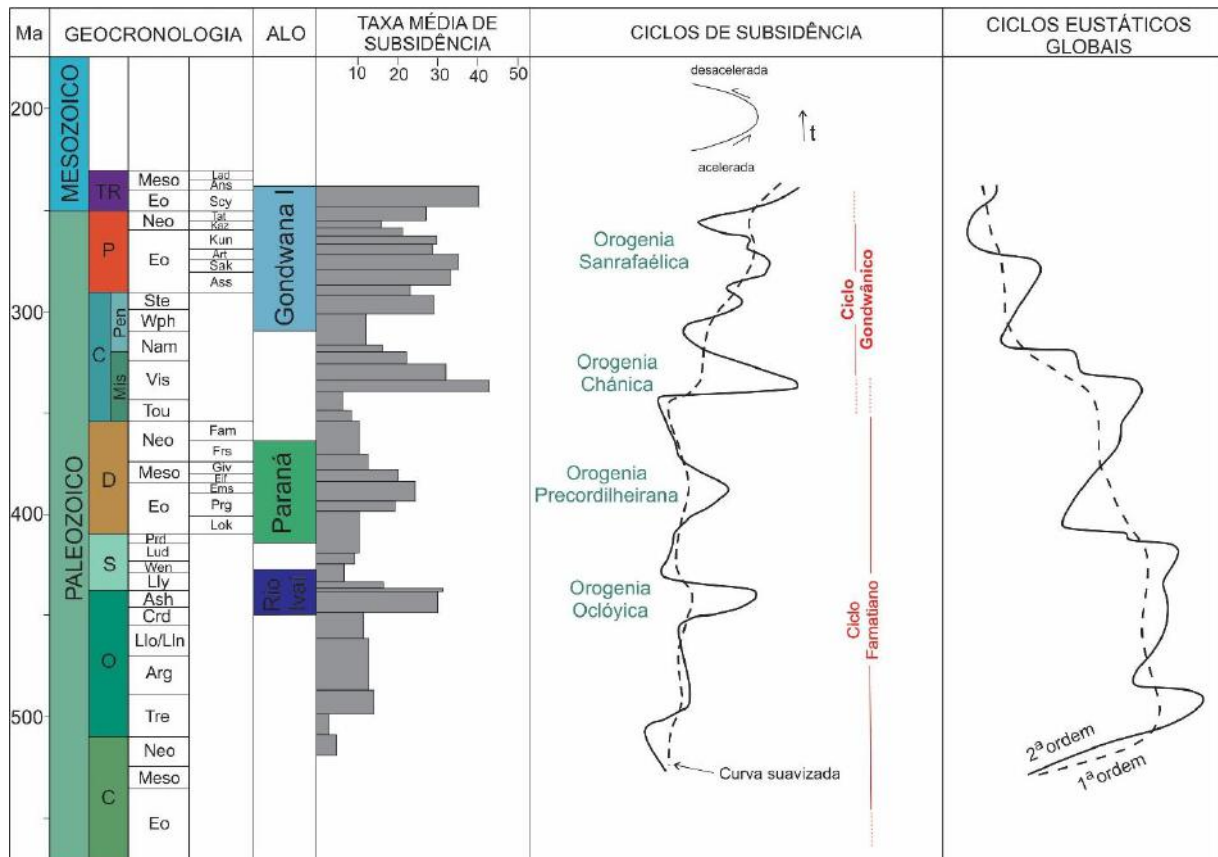


Figura 3 – Tabela que correlaciona a deposição das supersequências Rio Ivaí, Paraná e Gondwana I aos ciclos de subsidência da Bacia do Paraná, influenciados pelas orogênesis sofridas pelo Gondwana sul-ocidental. Nota-se que os ciclos eustáticos globais de Vail *et al.* (1977), ilustrados na última coluna, não representam a subsidência da bacia de forma tão efetiva. Modificado de Milani (1997).

2.3 Registro estratigráfico da Bacia do Paraná

O registro estratigráfico da Bacia do Paraná foi dividido por Milani (1997) em seis grandes unidades alostratigráficas de segunda ordem ou supersequências: (i) Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano); (ii) Supersequência Paraná (Devoniano); (iii) Supersequência Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico); (iv) Supersequência Gondwana II (Meso a Neotriássico); (v) Supersequência Gondwana III (Neojurássico a Eocretáceo); e (vi) Supersequência Bauru (Neocretáceo), todas delimitadas por discordâncias de escala regional

(Figuras 1 e 4), que apresentam relação direta com sua história de subsidência. As três primeiras supersequências representam ciclos sedimentares transgressivos–regressivos, condizentes aos pulsos de subsidência e às mudanças do nível relativo do mar no Paleozoico, enquanto as demais são caracterizadas por pacotes sedimentares continentais e rochas ígneas associadas (Milani & Zalán, 1999; Milani, 2007).

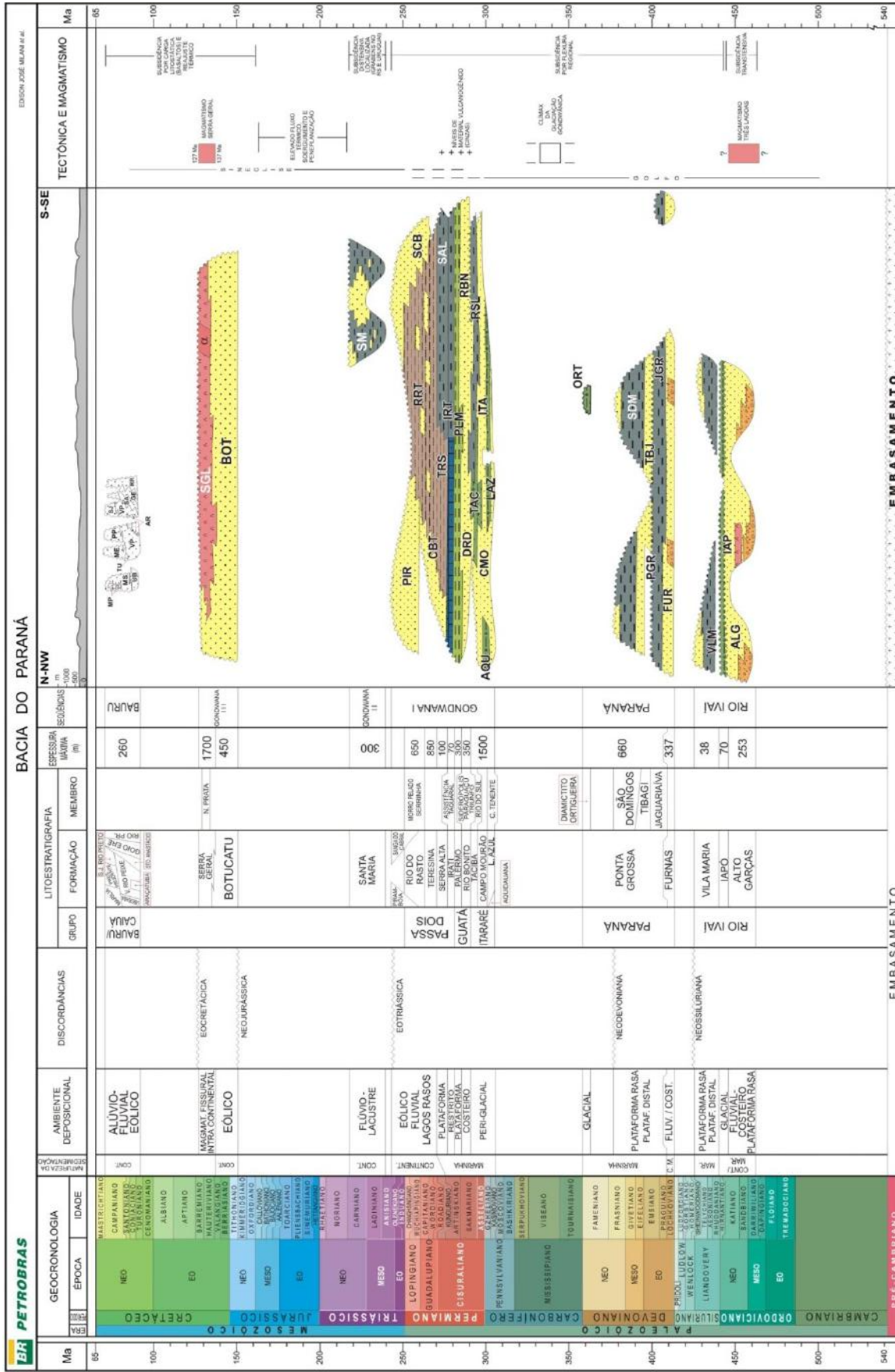


Figura 4 – Diagrama crono-litoestratigráfico da Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 2007)

2.3.1 Supersequência Rio Ivaí

A Supersequência Rio Ivaí é a unidade mais antiga da Bacia do Paraná (ordoviciano-siluriano) e estende-se desde Santa Catarina até Mato Grosso e Goiás (Figura 1). Os sedimentos assentam-se diretamente sobre o embasamento da sinéclise (Milani & Ramos, 1998; Milani *et al.*, 2007) e é composta por três unidades: formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria (Assine *et al.*, 1994) (Figura 4).

A Formação Alto Garças, a unidade basal, é essencialmente arenosa e apresenta espessura de mais de 300 m, representando um ambiente fluvial-costeiro. A Formação Iapó, constituída essencialmente por diamictitos, com até 10 m de espessura, está disposta discordantemente sobre os depósitos da Formação Alto Garças e registra a glaciação experimentada pelo Gondwana entre o final do Siluriano e o início do Ordoviciano. A unidade do topo da supersequência é a Formação Vila Maria, composta predominantemente por pelitos, com elevado conteúdo de micro- e microfósseis típicos do Llandoveryano (Assine *et al.*, 1994; Milani *et al.*, 2007). Tal unidade representa a máxima inundação registrada na Supersequência, caracterizando a porção transgressiva de um ciclo sedimentar que não foi completamente preservado. A porção regressiva do referido ciclo foi erodida, como evidenciado pela Discordância Neossiluriana que limita o topo da Supersequência Rio Ivaí (Milani *et al.*, 2007).

Essas unidades são associadas ao primeiro ciclo de subsidência transtrativa da Bacia do Paraná, que ocorre como resposta aos esforços da Orogenia Oclóyica, representando também o primeiro ciclo transgressivo–regressivo (Milani & Ramos, 1998; Milani & Zálan, 1999, Milani *et al.*, 2007).

2.3.2 Supersequência Paraná

A Supersequência Paraná, de idade siluro-devoniana, apresenta espessura máxima de aproximadamente 800 m, é encontrada comumente assentada sobre os depósitos da Supersequência Rio Ivaí, mas também pode estar disposta diretamente sobre o embasamento da sinéclise (Milani & Zálan, 1999; Milani *et al.*, 2007). É composta por duas unidades: Formação Furnas (siluro-devoniana), oriunda de ambiente fluvial/costeiro; e Formação Ponta Grossa (devoniana), formada em ambiente plataformal (Milani *et al.*, 2007; Figura 4).

A base da supersequência é caracterizada por uma superfície discordante regular e aplainada (Discordância Neossiluriana), a mesma encontrada no topo da Supersequência Rio Ivaí, enquanto o topo é delimitado por uma discordância erosiva (Discordância Neodevoniana ou Pré-Itararé), responsável pela remoção de sedimentos do final do Devoniano e do Carbonífero (Assine, 1996; Milani *et al.*, 2007).

A referida supersequência está associada ao segundo ciclo de subsidência da Bacia do Paraná, que resulta na flexura regional relacionada à Orogenia Precordilheirana, representando o segundo ciclo transgressivo–regressivo (Milani & Ramos, 1998). A unidade arenosa basal, a Formação Furnas, apresenta assinatura predominantemente transgressiva e os lutitos da Formação Ponta Grossa representam a inundação máxima do Devoniano (Assine, 1996; Milani *et al.*, 2007).

2.3.3 Supersequência Gondwana I

A Supersequência Gondwana I compreende o maior volume sedimentar da Bacia do Paraná, aflorando ao longo de praticamente todo o perímetro da sinéclise (Figura 1), com espessura de até 2.500 m em subsuperfície (Milani *et al.*, 2007). De forma geral, o registro sedimentar desta supersequência é reflexo do período glacial sofrido pelo Gondwana entre o

Neocarbonífero e o Permiano devido ao posicionamento geográfico do paleocontinente a baixas latitudes, representado pelo depósitos do Grupo Itararé, superpostos pelos depósitos plataformais do Grupo Guatá. Já no início do Mesozoico (Eotriássico) se configura um amplo e árido interior continental com domínio de dunas eólicas, caracterizado pelos depósitos do Grupo Passa Dois (Figura 4; Milani *et al.*, 2007).

Ressalta-se que devido à glaciação sofrida pelo Gondwana ocorreu um baixo volume de acumulação sedimentar, sem que houvesse o completo desenvolvimento de sistemas deposicionais sob essas condições, o que gerou uma lacuna entre os depósitos neodevonianos da Formação Ponta Grossa e os neocarboníferos do Grupo Itararé, representada pela Discordância Neodevoniana ou Pré-Itararé (Milani & Ramos, 1998; Milani *et al.*, 2007). Pelo mesmo motivo, no Eocarbonífero, a Orogenia Chánica influenciou um ciclo de subsidência que, diferentemente dos demais, não foi registrado na Bacia do Paraná (Milani & Ramos, 1998).

Com a progressiva migração do paleocontinente Gondwana para norte e conseqüente afastamento das baixas latitudes, foi possível estabelecer sedimentação periglacial ao final do Moscoviano (Pensilvaniano), depositando o Grupo Itararé (permocarbonífero), composto por depósitos glaciogênicos com espessura máxima de 1.300 m na porção centro-norte da bacia, que registram a gradação de pacotes arenosos para seções argilosas com predomínio de diamictitos maciços ou estratificados, tilitos e ritmitos, incluindo varvitos (Milani *et al.*, 2007).

Passado o período glacial, datados do Eopermiano, os depósitos do Grupo Guatá exibem uma clara tendência transgressiva, em que a Formação Rio Bonito, mais basal, representa um paleoambiente marinho-costeiro e a Formação Palermo retrata o máximo afogamento (Milani *et al.*, 2007).

Já os depósitos do Grupo Passa Dois revelam uma tendência regressiva, com indicadores marinhos encontrados apenas nas formações Irati e Serra Alta. Nas formações Teresina, Rio do Rasto, Pirambóia e Sanga do Cabral, o registro aponta para paleoambientes continentais (*e.g.* lagos rasos, fluvial e eólico) que se estendem desde o Guadalupiano (Permiano) até o início do Mesozoico, no Eotriássico (Milani *et al.*, 2007).

2.3.4 Supersequência Gondwana II

A Supersequência Gondwana II possui um contato basal bem definido pela Discordância Eotriássica, marcada por sucessões pelíticas superpostas aos depósitos arenosos do topo da Supersequência Gondwana I, enquanto seu topo é delimitado pela Discordância Neojurássica (Milani *et al.*, 2007).

Os pelitos da Formação Santa Maria (Triássico), relacionados aos esforços da Orogenia Sanrafaélica, são atribuídos à ambiente flúvio-lacustre (Figura 4), inseridos entre uma espessa seção arenosa composta pelo pacote permiano da Formação Sanga do Cabral e as rochas neojurássicas–eocretácicas da Formação Botucatu (Milani, 1997; Milani & Ramos, 1998; Milani *et al.*, 2007).

2.3.5 Supersequência Gondwana III

A Supersequência Gondwana III é amplamente distribuída pela Bacia do Paraná (Figura 1), com contato basal marcado pela Discordância Neojurássica e o topo apresentando a Discordância Eocretácica (Figura 4; Milani *et al.*, 2007). A supersequência é caracterizada pelos arenitos médios a finos da Formação Botucatu (Jurássico–Eocretáceo), oriundos de um deserto que dominou o continente, propiciado pela restrição de deslocamento da umidade através dos ventos devido à presença da Cordilheira Andina. Além disso, há os basaltos

toleíticos e andesitos basálticos da Formação Serra Geral, que registram um intenso vulcanismo fissural de idade entre 137 e 127 Ma, com espessura máxima de 2.000 m na região do Pontal do Paranapanema, no estado de São Paulo (Milani *et al.*, 2007). A Formação Serra Geral é associada à junção tríplice gerada pela ação da pluma de Tristão da Cunha (Morgan, 1971), responsável pela separação das bacias do Paraná e Etendeka.

2.3.6 Supersequência Bauru

A Supersequência Bauru abrange os estados de São Paulo, Paraná, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e Goiás (Figura 1), apresenta uma espessura máxima de cerca de 300 m e contato basal com a Supersequência Gondwana III, marcado pela Discordância Eocretácica (Milani *et al.*, 2007). Tal unidade está associada às condições semi-áridas a desérticas que predominaram no final do Cretáceo.

A Supersequência Bauru inclui o Grupo Caiuá (formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio) e Grupo Bauru (formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente, Marília e rochas vulcânicas alcalinas intercaladas; Milani *et al.*, 2007). Estes grupos são cronocorrelatos e seu contato lateral é gradual e interdigitado, com o Grupo Caiuá formado predominantemente por rochas oriundas de processos eólicos, em ambiente desértico, como dunas eólicas de grande porte (*draas*) e de região central de *sand sea*, enquanto o Grupo Bauru é formado por depósitos de clima semi-árido, como leques aluviais marginais e lençóis de areia cortados por sistemas fluviais efêmeros (Milani *et al.*, 2007).

2.4 Nomenclatura litoestratigráfica da Supersequência Paraná

O registro siluro-devoniano da Bacia do Paraná foi subdividido por diversos autores, sendo, ainda hoje, alvo de discussões. Oliveira (1912) nomeou estas rochas como Grés das Furnas, Xistos de Ponta Grossa e Grés de Tibagi, distinguindo a porção arenítica da base e os lutitos a ela superpostos, além de reconhecer outra porção arenítica no topo.

Petri (1948), baseando-se no Código Norte Americano de Nomenclatura Estratigráfica, sugere a terminologia Formação Furnas e Formação Ponta Grossa para denominar as rochas siluro-devonianas da bacia do Paraná.

Maack (1963) sugere a nomenclatura Série Campos Gerais para este intervalo, dividindo-o em Formação Furnas, Formação Santa Rosa e Formação Barreiro, sendo a Formação Santa Rosa composta pelo Folhelho Ponta Grossa, Arenito Tibagi e Folhelho São Domingos e a Formação Barreiro representada por arenitos.

Lange & Petri (1967) introduziram na literatura a denominação Grupo Paraná, que equivale à Supersequência Paraná proposta por Milani *et al.* (2007), e o subdividiram em duas unidades: Formação Furnas, na base, e Formação Ponta Grossa, no topo. Esta última foi subdividida, com base na litologia e na assembleia fóssil, em três membros: Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos. Os autores indicam a impossibilidade de extrapolação da divisão de membros por toda a bacia devido, principalmente, à existência de folhelhos indiferenciados na porção central, região que experimentou as maiores taxas de subsidência.

Entretanto, Assine (1996) e Milani *et al.* (2007) atestam a aplicabilidade da subdivisão da Formação Ponta Grossa em membros por toda a bacia, pois ela facilita a comunicação geológica e o entendimento da evolução tectono-sedimentar, sendo limitada apenas quando a seção está incompleta, seja por erosão e/ou por não deposição de membros, como ocorre nas bordas da bacia ou em paleoaltos internos sindeposicionais.

Outra proposta é feita por Grahn (1992) e Grahn *et al.* (2013), que dividem o registro siluro-devoniano em Formação Furnas, Formação Ponta Grossa e Formação São Domingos, com a Formação Ponta Grossa subdividida em apenas dois membros (Jaguariaíva e Tibagi), enquanto elevam o Membro São Domingos à Formação São Domingos com base em aspectos litológicos e no desaparecimento da Fauna Malvinocáfrica.

Durante o Devoniano, a porção noroeste da bacia do Paraná (sub-bacia Alto Garças) era mais rasa se comparada à sub-bacia Apucarana, o que refletiu na sedimentação mais arenosa nos estados de Mato Grosso e Goiás até o Givetiano, enquanto na sub-bacia Apucarana a deposição de finos foi dominante desde o Praguiano (Lange & Petri, 1967; Melo, 1988; Grahn *et al.*, 2010).

Com base nisto, alguns autores, como Melo (1988), Grahn *et al.* (2000, 2002, 2010) e Bosetti *et al.* (2010), consideram que o registro das duas sub-bacias não é perfeitamente correlacionável e por isso adotam nomenclaturas litoestratigráficas distintas para as unidades devonianas das sub-bacias Alto Garças e Apucarana. Na sub-bacia Apucarana, a divisão estratigráfica é aplicada como proposta por Oliveira (1912), Lange & Petri (1967) ou Grahn (1992) e Grahn *et al.* (2010, 2013). Já na sub-bacia Alto Garças, os referidos autores defendem o uso da nomenclatura Grupo Chapada, proposta por Evans (1894) e, posteriormente, dividido em quatro unidades (1 a 4) por Andrade & Camarço (1980, 1982; Figura 5).

Idade	Bacia do Paraná	
	Sub-bacia Apucarana	Sub-bacia Alto Garças
Frasniano		
Givetiano	Formação São Domingos	Grupo Chapada Unidade 4
Eifeliano		Grupo Chapada Unidade 2
Emsiano	Tibagi / Formação Ponta Grossa	Grupo Chapada Unidade 3
	Formação Ponta Grossa	
Praguiano		
Lochkoviano	Formação Furnas	Grupo Chapada Unidade 1

Figura 5 – Esquema de correlação entre as unidades litoestratigráficas da sub-bacia Apucarana e Alto Garças, com a primeira seguindo a proposta de nomenclatura de Grahn (1992) e Grahn *et al.* (2010) e a segunda apresentando o Grupo Chapada proposto por Evans (1894), subdividido por Andrade & Camarço (1980, 1982). Modificado de Grahn *et al.* (2010).

Neste trabalho será utilizada a nomenclatura lito-estratigráfica conforme proposta por Lange & Petri (1967), considerando a sub-divisão em três membros da Formação Ponta Grossa, devido a ser a nomenclatura mais difundida na literatura e pelo material de estudo constar da sub-bacia Apucarana.

2.4.1 Sequências de 3ª ordem do siluro-devoniano

Em uma abordagem de maior detalhamento, Bergamaschi (1999), seguindo os preceitos da estratigrafia de sequências, propõe a divisão do registro siluro-devoniano da sub-bacia Apucarana em seis sequências deposicionais de 3ª ordem: a Sequência A (de idade pridoliana a eo-lochkoviana) é correspondente à Formação Furnas, enquanto as demais, denominadas Sequência B (neolochkoviana a emsiana), Sequência C (neo-emisiana a eo-eifeliana), Sequência D (eifeliana), Sequência E (neo-eifeliana a neogivetiana) e Sequência F (frasniana), são correspondentes da Formação Ponta Grossa (Figura 6). As sequências possuem características típicas de sucessões de afinamento–engrossamento granulométrico, estando incluídas na sequência de segunda ordem de Milani (1997), correspondente ao Grupo Paraná.

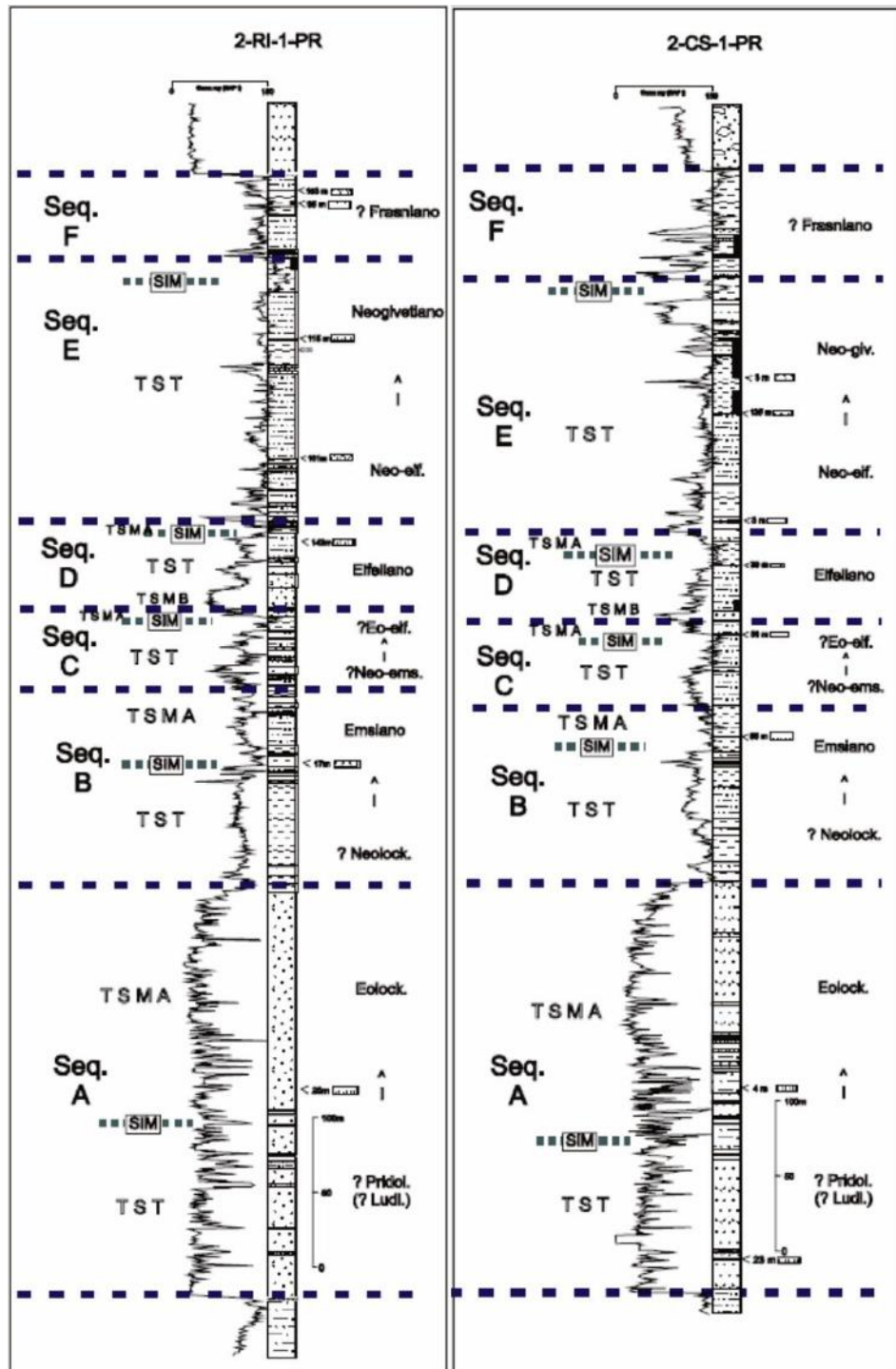


Figura 6 – Sequências deposicionais de 3ª ordem e tratos de sistemas deposicionais no Siluro-Devoniano da sub-bacia de Apucarana em dois poços (2-RI-1-PR e 2-CS-1-PR). TSMB = trato de sistema de mar baixo; TST = trato de sistema transgressivo; TSMMA = trato de sistema de mar alto; SIM = superfície de inundação máxima (Bergamaschi, 1999).

2.4.2 Formação Furnas

A Formação Furnas é caracterizada por arenitos brancos, médios a grossos, quartzosos e ricos em caolinita (Milani & Zalán, 1999; Milani *et al.*, 2007), que podem apresentar estratificações cruzadas planar, por ondas, do tipo espinha de peixe e *hummocky* (Milani *et al.*, 2007; Assine, 1996; Bergamaschi, 1999).

Apesar de não ser dividida em membros, a Formação Furnas foi subdividida em três unidades informais por Assine (1999): a unidade inferior, composta por rochas arenoconglomeráticas depositadas em extensas planícies aluviais costeiras; a unidade média, de arenitos com estratificação cruzada e intercalações siltico-argilosas, que apresentam icnofósseis de trilobita, corroborando a origem marinha; e a unidade superior, que apresenta pavimentos de seixos, atribuídos ao retrabalhamento do fundo durante eventos de tempestade, associada a arenitos com estratificação cruzada, em plataforma rasa dominada por correntes maré.

A ausência de fósseis de valor bioestratigráfico na porção basal da Formação Furnas dificulta a datação, sendo considerada parte do registro devoniano da Bacia do Paraná por alguns autores, enquanto outros a consideram siluriana. Dino (1999) sugere idade lochkoviana para a base da Formação Furnas e Gerrienne *et al.* (2001), através de esporos, propõem idade eo-lochkoviana. Outros autores (Borghi, 1993, 2002; Assine, 1999; Bergamaschi, 1999; Bergamaschi & Pereira, 2001) advogam que a base da Formação Furnas é do Neossiluriano (Neopridoliano) com base nos icnofósseis *Antrophycus alleghaniensis* (Moreira *et al.*, 1998; Fernandes *et al.*, 2000), porém ainda não foram encontrados fósseis-índice que estabeleçam com precisão esta idade. Já a porção superior da formação apresenta plantas vasculares primitivas e escassos palinórfos, indicativos de idade praguiana (Dino & Rodrigues, 1995; Gerrienne *et al.*, 2001).

Há discussão sobre o paleoambiente deposicional dos arenitos Furnas, considerado fluvial entrelaçado por muitos autores (Andrade & Camarço, 1980; Melo, 1988; Zalán *et al.*, 1987) devido às suas características faciológicas (arenitos grossos a muito grossos com estratificação cruzada, presença de níveis conglomeráticos e carência de fácies pelíticas). No entanto, é difundido entre a maioria dos pesquisadores a sua deposição em ambiente marinho raso (Petri, 1948; Bigarella *et al.*, 1966; Borghi, 1993), dado seu conteúdo icnofossilífero, composto pelos icnogêneros *Rusophycus* e *Cruziana*, vestígios locomotores de trilobita. Uma terceira vertente considera a formação oriunda de ambiente parálico, com a associação entre fácies deltaicas e marinhas plataformais (Bergamaschi, 1992; Assine *et al.*, 1994). A caracterização paleoambiental é dificultada pela falta de um análogo moderno marinho que sirva de modelo deposicional para esta unidade.

2.4.3 Contato Furnas/Ponta Grossa

Diversos autores advogam a respeito da natureza do contato Furnas/Ponta Grossa. Petri (1948) descreve as “camadas de transição” Furnas/Ponta Grossa como uma sucessão *finning up* de fácies areníticas e pelíticas, variando desde os arenitos no topo da Formação Furnas aos lutitos na base da Formação Ponta Grossa, com aumento gradativo da argilosidade. Para este autor, bem como para Soares (1991) e Milani (2004), as “camadas de transição” representam o contato gradacional entre as formações Furnas e Ponta Grossa.

Assine (1996) considera o contato Furnas/Ponta Grossa predominantemente concordante na bacia, mas reconhece que ele é discordante no estado de Goiás, onde não ocorre o Membro Jaguariaíva. Já Bergamaschi (1999) ressalta o limite abrupto entre as formações através de regressão forçada no Lochkoviano–Praguiano, considerado um hiato de 3ª ordem que tende a desaparecer nas porções mais distais da bacia. Mais recentemente,

Grahn *et al.* (2010), através de evidências sedimentológicas e palinológicas, revelam um hiato de 4 Ma entre as formações Furnas e Ponta Grossa e destaca uma superfície de ravinamento que coincide com a idade da porção basal arenítica das “camadas de transição”, entre o final do Praguiano e o começo do Emsiano.

Desse modo, tal como observado por Assine (1996), o contato Furnas/Ponta Grossa nem sempre é concordante, apresentando tanto camadas gradacionais quanto discordâncias a depender da área de estudo.

2.4.4 Formação Ponta Grossa

A Formação Ponta Grossa é caracterizada por espessas seções de folhelhos, argilitos, siltitos e lamitos micáceos, finamente laminados, com arenitos finos a muito finos subordinados, frequentemente bioturbados, com abundante conteúdo fóssilífero da Fauna Malvinocáfrica (Petri & Fúlvaro, 1983; Melo, 1988; Milani *et al.*, 2007). A espessura da Formação Ponta Grossa é bastante variável, chegando até o máximo de 650 m, como observado no poço 2-AP-1-PR (Apucarana, PR), localizado no estado do Paraná, porção central da bacia do Paraná. Como consequência da discordância que ocorreu no final do Devoniano e no Carbonífero, a seção da Formação Ponta Grossa normalmente não está completa em boa parte do registro, podendo até não estar presente, conforme observado nos poços 2-AL-1-SC (Abelardo Luz, SC, Consórcio CESP/IPT) e 1-HV-1-SC (Herval Velho, SC; Diniz, 1985).

Os depósitos da Formação Ponta Grossa são interpretados como produto da sedimentação em ambiente marinho raso, sob ação de ondas normais e de tempestade (Milani *et al.*, 2007), contendo abundantes fósseis de trilobitas, anelídeos, braquiópodos, bivalvíos, gastrópodos, equinodermos, acritarcas e quitinozoários (Clarke, 1913). Foi datada com base em quitinozoários (Lange, 1967; Grahn *et al.*, 2000, 2002; Grahn, 2005; Gaugris & Grahn,

2006) e miósporos (Daemon *et al.*, 1967; Loboziak *et al.*, 1988, 1995, 1998; Dino *et al.*, 1995) como Praguiano–Neofrasniano não-terminal, com registro local de palinofloras do Fameniano terminal, o que sugere erosão de porções mais recentes da Formação Ponta Grossa (Loboziak *et al.*, 1995), sendo ainda mais pronunciada em algumas porções da bacia.

Conforme Lange & Petri (1967), os depósitos da Formação Ponta Grossa podem ser divididos em três membros: Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos.

A seção-tipo do Membro Jaguariaíva possui cerca de 100 m de espessura e encontra-se em um corte de estrada entre os quilômetros 2,2 e 6,6 da rodovia que liga Jaguariaíva e Arapoti. Os autores descrevem um contato concordante e gradacional entre as formações Furnas e Ponta Grossa, enquanto no topo observa-se o contato erosivo com os arenitos do Grupo Itararé.

A litologia predominante da seção-tipo é folhelho argiloso, com coloração variando entre tons de cinza claro. Normalmente apresenta laminações plano paralelas e as diferentes camadas podem se apresentar centimétricas a métricas, encontrando-se também lamitos maciços, bem como camadas de arenitos com estratificação cruzada tipo *hummocky*. É comum a presença de pirita, especialmente nos níveis de folhelhos mais escuros, além de calcita e siderita. A porção basal da seção-tipo possui 7 m onde apresenta intercalações de siltitos e arenitos grossos, ambos com conteúdo fossilífero; no topo encontra-se uma sequência de 20 m de argilitos pretos e de folhelhos, com presença de carbonato. Os fósseis são característicos da Fauna Malvinocáfrica, determinando o paleoambiente marinho raso plataformal e sua idade praguiana-emsiana (Loboziak *et al.* 1995; Dino *et al.* 1995; Grahn, 1997).

A localidade-tipo do Membro Tibagi está localizada ao longo do afluyente São Domingos, um tributário do canal Santa Rosa, que flui para o Rio Tibagi. Nesta região afloram arenitos sílticos, normalmente finos e micáceos, intercalados a folhelhos, totalizando

20 m de espessura, apresentando contato gradacional na base e no topo. De forma geral, os arenitos Tibagi possuem coloração cinza, podendo exibir tons amarelo ocre ou amarelo-avermelhado como produto da ação intempérica. Na base encontra-se um arenito argiloso, micáceo, laminado, com granulometria formando um ciclo de engrossamento para o topo. Superposto a esta camada, encontram-se arenitos finos a médios, micáceos, fracamente acamadados, arenitos argilosos laminados e folhelhos micáceos, sendo esta uma associação de fácies comum e repetida na seção. O Membro Tibagi pode apresentar estratificação cruzada por onda ou *hummocky* (Assine, 1996).

O membro foi considerado Eifeliano por Lange & Petri (1967) por estar sobreposto à folhelhos datados como givetiano (Lange, 1967; Daemon *et al.* 1967), sendo rico em fósseis de braquiópodos do gênero *Australospirifer*, característico de ambiente marinho raso.

O Membro São Domingos tem sua seção-tipo descrita no afluyente São Domingos, em uma seção de 90 m de espessura constituída predominantemente por folhelhos, finamente laminados, com camadas betuminosas. Possui coloração variando entre cinza, cinza escuro e preto; quando intemperizado pode exibir coloração esverdeada e cinza-avermelhada. O topo da seção encontra-se em discordância erosiva com os arenitos e tilitos do Grupo Itararé. Em alguns locais os folhelhos e siltitos do Membro São Domingos compõem sucessões *coarsening upwards*, com para arenitos finos a médios no topo que, normalmente, apresentam estratificação cruzada por ondas e *hummocky* (Petri, 1948; Bergamaschi & Pereira, 2001).

Segundo Milani *et al.* (2007), o Membro São Domingos é registro de uma ampla inundação e é datado como givetiano–frasniano (Lange, 1967; Daemon *et al.*, 1967). De modo geral, o Membro São Domingos se diferencia do Membro Jaguariaíva por sua maior argilosidade e pela coloração mais escura, além de não serem encontrados os carbonatos comuns no Membro Jaguariaíva. Além disso, o membro possui menos espécies e carece de

formas tipicamente malvinocáfricas, devido ao aumento de temperatura das águas marinhas (Assine, 1996).

3 ESTUDOS PRÉVIOS SOBRE O TESTEMUNHO DE SONDAGEM DO POÇO 2-TB-1-PR

O testemunho do poço 2-TB-1-PR (Tibagi) foi obtido por sondagem rotativa na Fazenda Vale dos Pássaros, bairro São Domingos, município de Tibagi, no estado do Paraná, com coordenadas geográficas 24° 33' 45,96" S e 50° 30' 58,20" W (datum WGS 84). A sondagem atingiu 451,60 m de profundidade com recuperação aproximada de 97%. A principal via de acesso ao local é a BR-153 (Rodovia Transbrasilian; Figura 7) e tem como opção de caminho, partindo-se da cidade de Tibagi, a Rua Frei Gaudêncio e estradas adjacentes. O poço está localizado na borda leste da Bacia do Paraná, na região do Arco de Ponta Grossa, onde afloram rochas da Supersequência Paraná (formações Furnas e Ponta Grossa, que compõem o Grupo Paraná) e da Supersequência Gondwana I (grupos Itararé, Guatá e Passa Dois), enquanto à leste encontram-se as rochas proterozoicas do embasamento e à oeste rochas mais novas, de idade Mesozoica (Figura 8).

O testemunho foi descrito por Plantz *et al.* (submetido), que definiram cinco intervalos litológicos, que correspondem a três unidades estratigráficas da Bacia do Paraná: o Intervalo A (438,80 a 451,60 m) corresponde à Formação Furnas; o intervalo B (432,60 m a 438,80 m) às “camadas de transição” entre as formações Furnas e Ponta Grossa; os intervalos C e D (13,00 a 438,80 m) à Formação Ponta Grossa e o Intervalo E (0 a 13,00 m) ao Grupo Itararé (Figura 9).

O Intervalo A (438,80 m a 451,60 m) (Figura 9), atribuído à Formação Furnas, é composto por camadas métricas de arenitos quartzosos grossos mal selecionados com estratificação cruzada planar. São de cor branca levemente amarelada a acinzentada (*white* 2.5Y 8/1; *gray* 2.5Y 6/1) e fracamente bioturbados (IB = 1–2), com fraturas abundantes. O

contato basal destas camadas é frequentemente erosivo, apresentando pavimentos de grânulos e seixos. Há intercalações com camadas centimétricas de arenitos quartzosos finos, moderadamente selecionados, que apresentam estratificação cruzada planar e laminação plano-paralela, assim como níveis milimétricos de argilitos pretos e siltitos esverdeados (Plantz *et al.*, submetido).

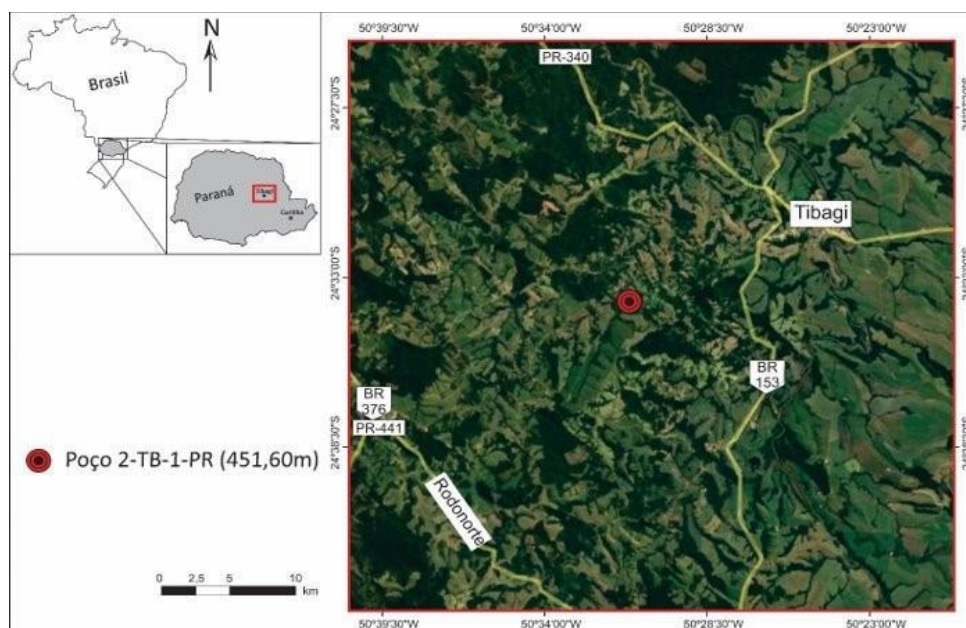


Figura 7 – Mapa de localização do poço 2-TB-1-PR (Tibagi), identificado pelo círculo vermelho. O poço está localizado no município de Tibagi (PR) e a principal via de acesso é a rodovia BR-153 (Rodovia Transbrasiliana).

O Intervalo B (432,60 m a 438,80 m) corresponde às "camadas de transição" de Petri (1948), que ocorre entre as formações Furnas e Ponta Grossa (Figura 9). O intervalo é caracterizado por camadas centimétricas a métricas de arenitos quartzosos finos estratificados, de cor cinza (*light gray 2.5Y 7/2*, *gray 2.5Y 6/1*) a castanho (*light yellowish brown 2.5Y 6/3*), fracamente bioturbados (IB = 2), com intercalações de níveis mili- a centimétricos de argilitos e siltitos pretos. Há estratificação cruzada planar com níveis de areia grossa e grânulos, estratificação cruzada por onda com maior concentração de biotita e pirita, e estratificação cruzada monticulada (*hummocky*) composta por camadas de arenito muito fino (Plantz *et al.*, submetido).

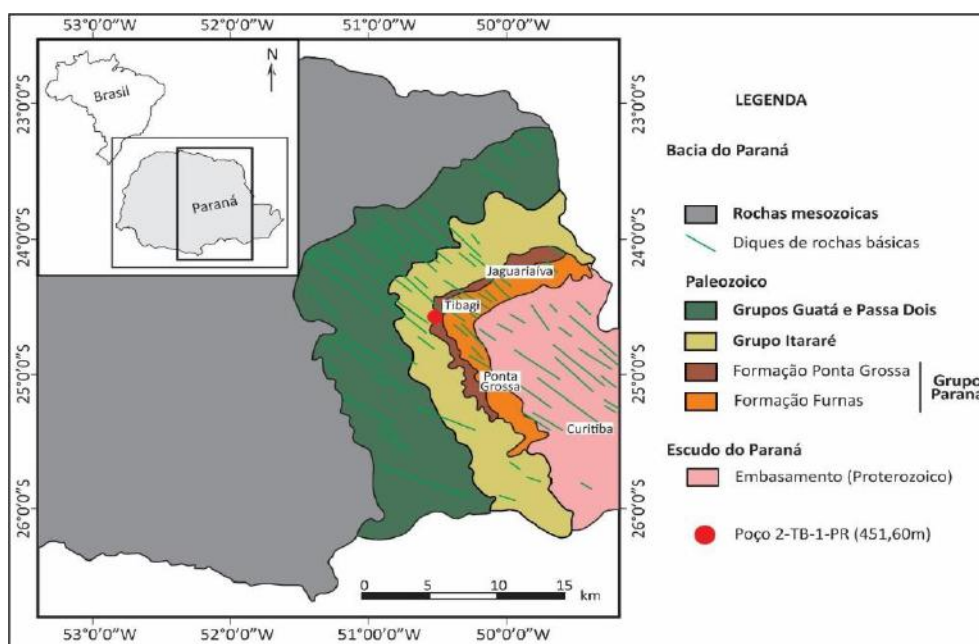


Figura 8 – Mapa geológico simplificado da região do Arco de Ponta Grossa, na borda leste da Bacia do Paraná, com o poço 2-TB-1-PR indicado pelo círculo vermelho. Na região afloram rochas da Supersequência Paraná (formações Furnas e Ponta Grossa, que compõem o Grupo Paraná) e da Supersequência Gondwana I (grupos Itararé, Guatá e Passa Dois). À leste afloram as rochas proterozoicas do embasamento e à oeste encontram-se rochas mais novas, de idade mesozoica (Plantz *et al.*, submetido).

O Intervalo C (208,10 m a 432,60m) é o intervalo mais espesso do testemunho, correspondendo a 50% do material, sendo atribuído à Formação Ponta Grossa e ao Membro Jaguariaíva (Figura 9). Há predomínio de lutitos, sendo eles argilitos e siltitos laminados, e siltitos argilosos moderadamente bioturbados, em diferentes tons de cinza (*gray 2.5Y 5/1*, *dark gray 2.5Y 4/1*, *very dark gray 2.5Y 3/1*, *black 2.5Y 2.5/1*). O intervalo é composto também por rochas com acamamento heterolítico lenticular, por vezes com estruturas sedimentares, como laminação plano paralela, estratificação cruzada por onda e estratificação cruzada monticulada (*hummocky*), preservadas, além de arenito fino a muito fino bioturbado (IB = 4 a 5). Apresenta preenchimento de fraturas por carbonato de cálcio, além de bioclastos carbonáticos, moldes e contramoldes, característica encontrada apenas neste intervalo (Plantz *et al.*, submetido).

O Intervalo D (13,00 m a 208,10 m) é o segundo intervalo mais espesso, com cerca de 43% do testemunho, correspondente à Formação Ponta Grossa e ao Membro São Domingos (Figura 9). Possui material similar ao do Intervalo C, representado por espessas seções lutíticas, compostas por argilitos e siltitos argilosos finamente laminados, com maior proporção de arenitos e rochas com acamamento heterolítico se comparados ao intervalo anterior, estas últimas podendo se dividir em acamamento lenticular (*linsen*) e flaser (Plantz *et al.*, submetido).

Os intervalos B, C e D possuem uma espessura de 420 m e compõem mais de 90% do material recuperado. À este intervalo é atribuída idade Neopraguiano a Eo/Mesogivetiano(?) com base em dados palinológicos preliminares (Plantz *et al.*, submetido).

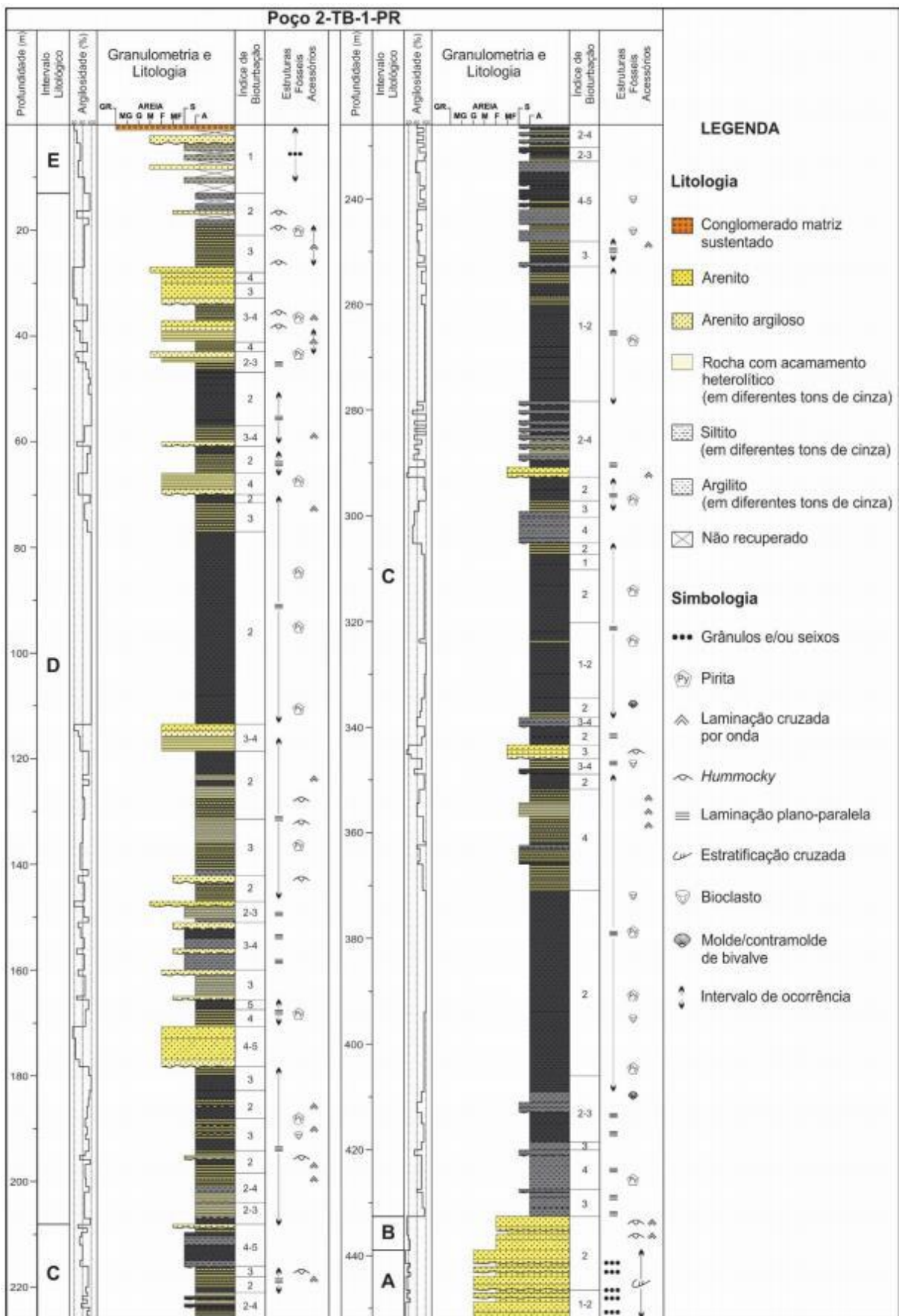


Figura 9 – Perfil litológico na escala 1:800 do testemunho de sondagem do poço 2-TB-1-PR, com a subdivisão em intervalos litológicos A, B, C, D e E (Plantz *et al.*, submetido).

O Intervalo E (0,00 m a 13,00 m), que ocorre no topo do testemunho, é atribuído ao Grupo Itararé (Figura 9) e apresenta-se alterado por processos pedogenéticos. É caracterizado pela ocorrência de siltito e siltito arenoso cinza amarelado (*very pale brown* 10YR 7/3, 10YR 7/4, 10YR 8/4), arenito argiloso maciço com presença frequente de seixos e grânulos e conglomerado maciço suportado pela matriz, os dois últimos com mosqueamento em tons de laranja (cor *reddish yellow* 7.5YR 6/6 e 7.5YR 7/6).

Passos (2018) gerou perfis de raio-gama suavizados e fez a correlação rocha-perfil com ajustes de profundidade a partir de dados de raio-gama do poço 2-TB-1-PR e *core-gamma* do testemunho.

A análise conjunta da descrição litológica e dos perfis geofísicos permitiu, de acordo com os princípios de Embry (2002), a delimitação Sequências Transgressiva–Regressivas (T-R) de 3ª ordem no testemunho (Plantz, comunicação pessoal; Figura 10). As Sequências T–R são delimitadas pela superfície de regressão máxima (SRM), subdivididas em sistemas transgressivos e regressivos pela superfície de inundação máxima (SIM). A vantagem de utilizar a sequência T–R no caso do testemunho 2-TB-1-PR, predominantemente composto por rochas microclásticas, é a facilidade de aplicação, pois é necessário apenas a identificação das superfícies de inundação máxima e a de regressão máxima, que marca o limite de sequências. Das oito sequências T–R de 3ª ordem supracitadas, uma foi escolhida para ser objeto do presente estudo, correspondente à porção inferior da Formação Ponta Grossa.

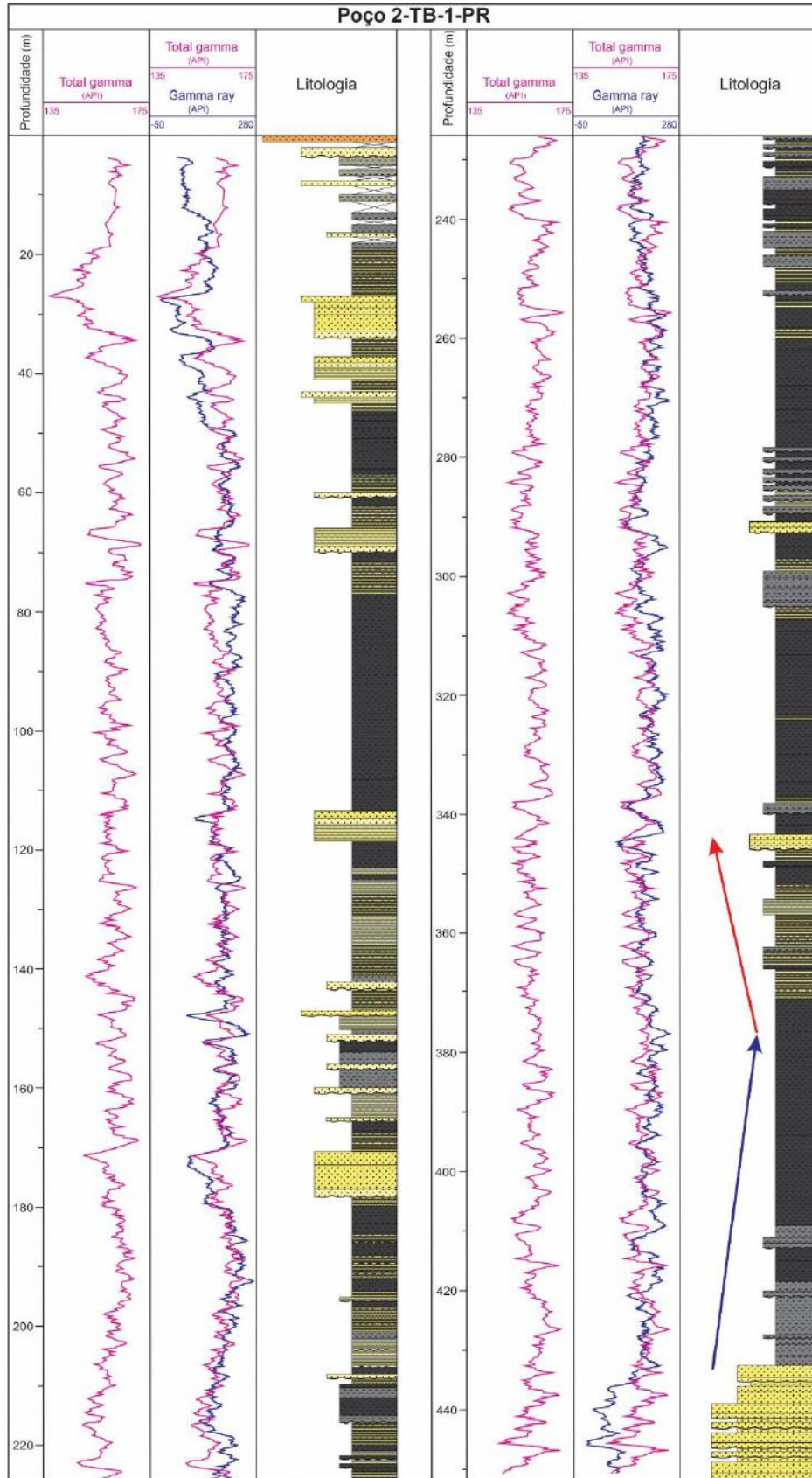


Figura 10 – Perfil litológico elaborado por Plantz *et al.* (submetido) com os perfis geofísicos suavizados e ajustados por Passos (2018). As setas azul e vermelha representam, respectivamente, as tendências transgressiva e regressiva da sequência T–R de 3ª ordem da porção inferior da Formação Ponta Grossa no testemunho 2-TB-1-PR (Plantz, comunicação pessoal).

4 MATERIAL

O material de estudo corresponde a um intervalo do testemunho de sondagem do poço 2-TB-1-PR, correspondente a uma sequência T–R de 3ª ordem delimitada entre 432,60 m e 343,60 m de profundidade (Figura 10). Esta sequência foi escolhida por apresentar características únicas, como a presença de níveis milimétricos de siderita e por ser composta por uma espessa seção de lutito que é difícil de ser diferenciada a nível macroscópico.

Com base na correlação do material com as unidades litoestratigráficas da Bacia do Paraná proposto por Plantz *et al.* (submetido), a sequência T–R selecionada corresponde à porção inferior da Formação Ponta Grossa recuperada no testemunho, relacionada ao Membro Jaguariaíva, imediatamente acima das “camadas de transição” Furnas–Ponta Grossa.

Além disso, são utilizados os perfis de raio-gama suavizados com a correlação rocha-perfil com ajustes de profundidade de Passos (2018; Figura 10) e 17 lâminas petrográficas.

5 MÉTODO

As rochas compreendidas entre 432,60 m e 343,60 m de profundidade no testemunho de sondagem do poço 2-TB-1-PR, objeto do presente estudo, foram descritas em escala de detalhe (1:40), observando-se tamanho, arredondamento e esfericidade dos grãos, seleção e composição, com auxílio de estereomicroscópio modelo Zeiss Stemi 2000-C, equipamento do Laboratório de Geologia Sedimentar da Universidade Federal do Rio de Janeiro (LAGESED – UFRJ). Observou-se, também, cores (segundo a escala de cores de Munsell), argilosidade, tipos de contatos estratais e estruturas sedimentares (laminação, estratificação, marcas onduladas). O índice de bioturbação (IB) foi determinado conforme Droser & Bottjer (1989) e a terminologia utilizada no texto seguiu o padrão exibido no Quadro 1. Com base na descrição, obteve-se um perfil litológico na escala aproximada de 1:500, elaborado através do *software* CorelDrawl X6.

Quadro 1 – Terminologias relacionadas aos diferentes índices de bioturbação

Índice de Bioturbação (IB)	Terminologia
IB = 1 a 2	Fracamente bioturbado
IB = 3	Moderadamente bioturbado
IB = 4 a 5	Intensamente bioturbado

A descrição litológica foi utilizada na caracterização de fácies sedimentares, feita de acordo com os critérios estabelecidos por Borghi (2000), utilizando como aspectos diagnósticos a litologia, estruturas sedimentares, cores (segundo a escala de cores de Munsell) e índice de bioturbação.

Foram confeccionadas 17 lâminas petrográficas, posicionadas com base nas fácies e nos perfis de raio gama do poço e *core gamma* do testemunho, com o objetivo de mapear variações que constam nos perfis geofísicos e que não podem ser identificadas faciologicamente.

Para a descrição qualitativa das lâminas foi utilizado microscópio de luz transmitida e polarizada Zeiss Imager A2m, pertencente ao LAGESED (UFRJ). Foram observados aspectos texturais, como tamanho de grãos (com base na Escala de Wentworth, 1922, com os valores expressos em milímetros), mineralogia, textura, petrotrama, estruturas hidrodinâmicas e biogênicas, aspectos diagenéticos e determinação do índice de bioturbação, seguindo também Droser & Bottjer (1989) e a terminologia exposta no Quadro 1.

Após a observação geral de cada uma das lâminas petrográficas, foi feita a estimativa percentual de grãos de tamanho areia, silte e argila através de visadas, realizadas seis vezes e com aumento de 10x ao microscópio de luz transmitida em cada lâmina, posteriormente determinando a média entre estes valores, que foram utilizados para classificar os sedimentos conforme o diagrama de Shepard (1954), ilustrado na Figura 11.

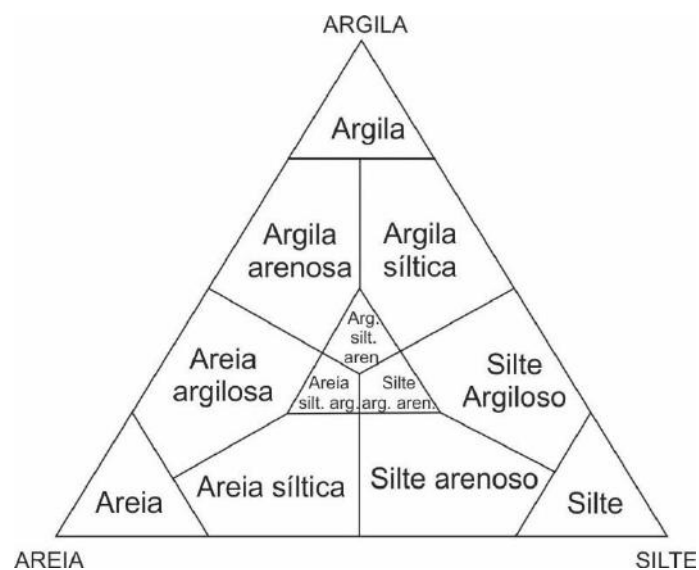


Figura 11 – Diagrama de classificação de sedimentos elaborado por Shepard (1954).

Também foram gerados fotomosaicos, adquiridos com aumento de 5x em nicois paralelos pelo microscópio Zeiss Imager m2m com uma câmera embutida, um equipamento do LAGESED (UFRJ). Além disso, foi utilizado o microscópio Zeiss Axioscope 2 Plus no Laboratório de Fácies e Palinofácies Orgânicas da UFRJ (LAFO – UFRJ), em luz refletida com aumento de 50x e uso de óleo de imersão, para observação de minerais opacos. As lâminas foram utilizadas como apoio para elucidar algumas dúvidas quanto à textura e composição na descrição litológica.

Foi feita a caracterização de microfácies seguindo os critérios de Carelli & Borghi (2011), utilizando como aspectos diagnósticos a microtextura, a microtrama, a mineralogia, as microestruturas físicas e/ou biogênicas.

Foram selecionadas oito amostras, distribuídas pelas fácies e microfácies de maior representatividade no intervalo de estudo, para análise com microscópio eletrônico de varredura (MEV) com espectroscopia de energia dispersiva (EDS) acoplada no Centro de Tecnologia Mineral (CETEM). O equipamento utilizado foi um MEV FEI Quanta 400 com um sistema de microanálise química por dispersão de energia (EDS) Bruker Quantax 800 acoplado. Este sistema conta com espectrômetro de energia dispersiva Bruker XFlash 5010. O MEV foi operado em alto vácuo, tensão de aceleração de elétrons de 20 kV e spot size de 5. As imagens foram geradas predominantemente por detector de elétrons retro-espalhados (*backscatter electrons detector* – BSD), no qual os níveis de cinza são proporcionais ao peso atômico médio dos elementos excitados pelo feixe de elétrons durante a varredura. Nas imagens composicionais os tons mais claros e escuros representam, respectivamente, as fases de pesos atômicos médios mais e menos elevados. As análises MEV/EDS foram utilizadas como complemento da descrição microscópica, elucidando aspectos composicionais.

A análise conjunta de fácies, microfácies e as tendências observadas nos perfis de raio gama do poço e *core gamma* do testemunho foi utilizada para o posicionamento da superfície

de inundação máxima (SIM) da sequência T–R de 3ª ordem e, também, para definir sequências T–R de 4ª ordem, observando ciclos de afinamento e engrossamento através destes aspectos.

6 RESULTADOS

6.1 Descrição litológica

A descrição litológica (Apêndice A) baseada nos aspectos texturais e composicionais das rochas que compõem a sequência T–R analisada neste estudo permite distinguir três intervalos com características distintas: um basal (432,60 m a 409,60 m), que apresenta siltitos e argilitos bioturbados com níveis de siderita; um mediano (409,60 m a 374,25 m), representado por argilitos escuros laminados; e um superior (374,25 m a 343,60 m), representado por argilitos com acamamento heterolítico lenticular e siltitos (Figura 12).

O intervalo basal (432,60 m a 409,60 m) é composto por pacotes de siltitos e siltitos argilosos finos a médios com níveis milimétricos de siderita, moderadamente selecionados e moderada a intensamente bioturbados (IB = 3 a 4), podendo apresentar laminações plano paralelas. Possuem diferentes tons de cinza, variando de claro (cor *light gray* 2.5Y 7/1) a mais escuros (cor *gray* 2.5Y 6/1, 5/1). Também são encontrados argilitos e argilitos sílticos com níveis de siderita, de cor cinza médio a escuro (cor *gray* 2.5Y 5/1, *dark gray* 2.5Y 4/1), moderada a intensamente bioturbados (IB = 3 a 4), por vezes laminados ou com acamamento riscado (*pinstripe bedding*).

O intervalo mediano (409,60 m a 374,25 m) é caracterizado por camadas de argilitos escuros (cor *dark gray* 2.5Y 4/1) intercalados a laminações mili- a centimétricas de silito, formando laminação plano paralela ou acamamento riscado, fracamente bioturbado (IB = 2). De forma geral, é um intervalo espesso e litologicamente monótono, sendo difícil a diferenciação deste pacote, que representa aproximadamente 50% do material de estudo.

Na porção superior (374,25 m a 343,60 m), são encontrados argilitos com acamamento heterolítico lenticular (cor *dark gray 2.5Y 4/1* e *light gray 2.5Y 7/1*) e siltitos bioturbados (cor *light gray 2.5Y 7/1*), todos com bioturbação moderada a intensa (IB = 3 a 4), podendo apresentar pontualmente laminação cruzada por onda. No topo da sequência há siltito com estratificação cruzada por onda e *hummocky*, fracamente bioturbado (IB = 1), de cor cinza claro (cor *light gray 2.5Y 7/1*).

6.2 Fácies Sedimentares

A análise detalhada da sequência T–R da porção basal da Formação Ponta Grossa do testemunho de sondagem do poço 2-TB-1-PR permitiu a caracterização de cinco fácies sedimentares, das quais duas são argilitos, duas são siltitos e uma é heterolítica (Figura 12).

A designação das fácies seguiu o padrão de Miall (1985), em que a primeira letra corresponde à litologia predominante e as restantes à alguma característica diagnóstica. A designação, diagnose, descrição e interpretação das fácies encontram-se sintetizadas no Quadro 2. A discussão sobre a formação de siderita e pirita é abordada no capítulo 7.2 deste trabalho.

Quadro 2 – Quadro síntese de fácies

Designação	Diagnose	Descrição	Interpretação
Ab	Argilito e argilito siltico bioturbado	Argilitos e argilitos silticos de cor cinza claro (cor <i>light gray</i> 2.5Y 7/1), médio (cor <i>gray</i> 2.5Y 5/1) e escuro (<i>dark gray</i> 2.5Y 4/1), moderada a intensamente bioturbado (IB = 3-4), por vezes apresentando acamamento riscado.	Decantação de argila em ambiente de baixa energia, com deposição de partículas de tamanho silte e argila floclada através de fluxos episódicos de maior energia, gerados por eventos de tempestades ou turbiditos de baixa densidade, promovendo nutrientes e maior oxigenação do substrato, permitindo a proliferação de organismos.
Al	Argilito e argilito siltico laminado	Argilitos e argilitos silticos cinza escuros (<i>dark gray</i> 2.5Y 4/1) com laminação plano paralela, fracamente bioturbados (IB = 2), com camadas milimétricas de silito constituindo acamamento riscado.	Decantação de argila em ambiente de baixa energia, com deposição de partículas de tamanho silte e argila floclada através de fluxos episódicos de maior energia, gerados por eventos de tempestades ou turbiditos de baixa densidade.
Sb	Silito e silito argiloso bioturbado	Silitos finos a médios, moderada a intensamente bioturbados (IB = 3-4), de coloração cinza (<i>light gray</i> 2.5Y 7/1), com intercalações de níveis mais argilosos de cor mais escura (<i>gray</i> 2.5Y 5/1, 6/1). Por vezes apresenta níveis milimétricos de siderita.	Deposição de silte e argila floclada por fluxo trativo gerado pela ação combinada de ondas e de correntes oriundas de eventos de tempestade, com posterior bioturbação por organismos.
Se	Silito com estratificação cruzada por ondas	Silitos finos a médios, com estratificação cruzada por ondas e cimento carbonático, de coloração cinza claro (<i>light gray</i> 2.5Y 7/1), fracamente bioturbado (IB = 1).	Deposição de silte e argila floclada por fluxo trativo gerado pela ação combinada de ondas e de correntes oriundas de eventos de tempestade.
He	Argilito com acamamento heterolítico lenticular	Intercalação entre camadas centimétricas de argilitos ou argilitos silticos de coloração cinza escura (<i>gray</i> 2.5Y 5/1, <i>dark gray</i> 2.5Y 4/1) e camadas mili- a centimétricas de silitos finos a médios de cor cinza (<i>light gray</i> 2.5Y 7/1), com bioturbação moderada a intensa (IB = 3 a 4).	Alternância entre decantação de argila em ambiente marinho de baixa energia e deposição de silte e argila floclada por fluxos episódicos de maior energia, gerados por turbiditos ou eventos de tempestade.

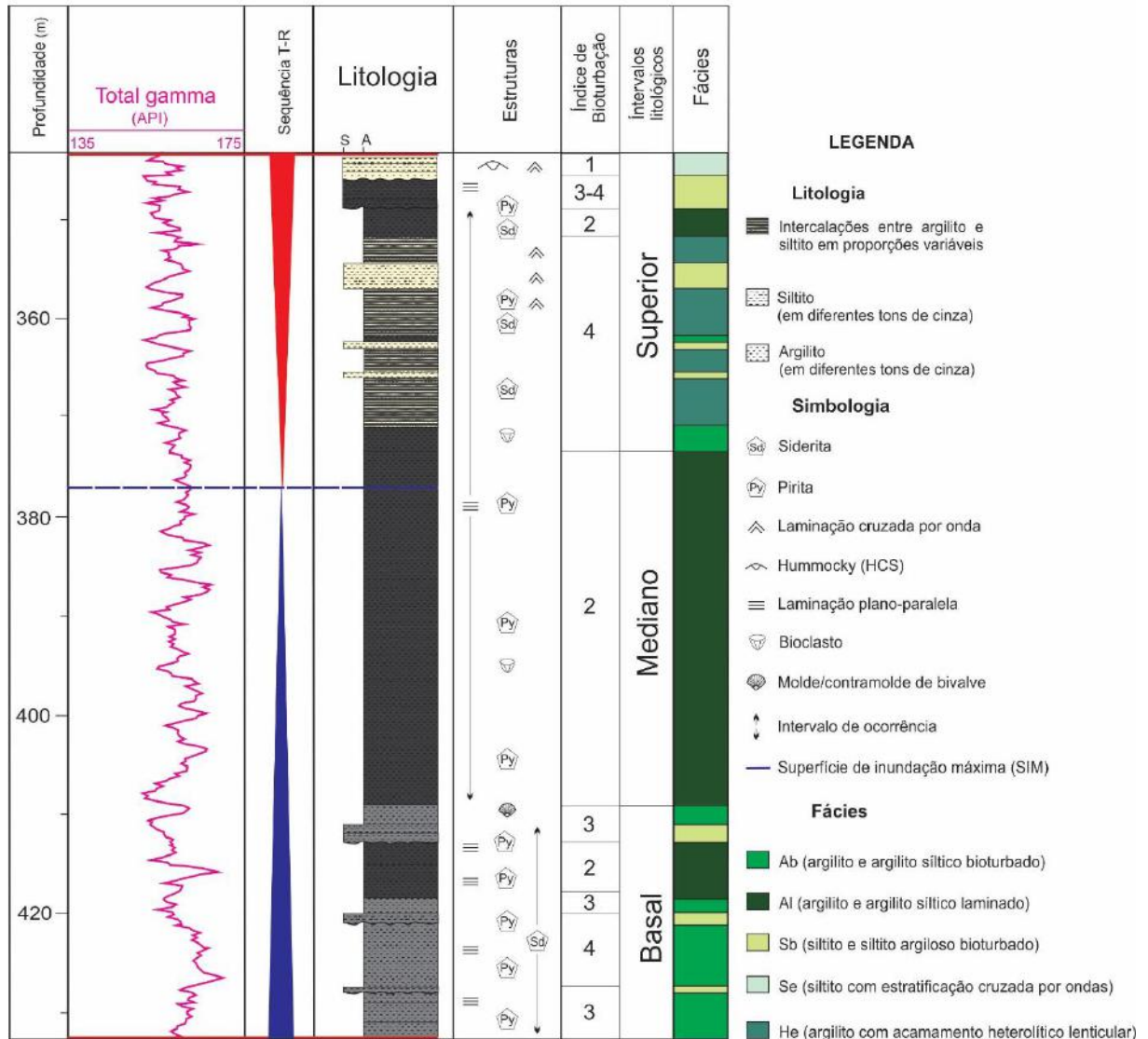


Figura 12 – Perfil litofaciológico na escala 1:500 da sequência T-R de estudo, acompanhado do perfil de raio gama total, estruturas sedimentares e índice de bioturbação. A sequência é representada pelos triângulos azul (porção transgressiva) e vermelho (porção regressiva) e a superfície de inundação máxima pela linha azul tracejada.

6.2.1 Fácies Ab

Diagnose: Argilito e argilito siltico bioturbado

Descrição: Argilitos e argilitos silticos de cor cinza claro (cor *light gray* 2.5Y 7/1), médio (cor *gray* 2.5Y 5/1) e escuro (*dark gray* 2.5Y 4/1), atribuída à presença de matéria orgânica. Possui bioturbação moderada a intensa (IB = 3 a 4), o que gera a obliteração das características primárias da rocha, dentre elas estruturas sedimentares como laminação plano

paralela. A laminação pode estar pontualmente preservada, marcada por lâminas delgadas de silte, cuja frequência diminui para o topo das camadas (Figura 13A, B). Por vezes apresenta acamamento riscado e estruturas de sobrecarga. Destaca-se a presença frequente de níveis milimétricos de siderita, praticamente contínuos, que ocorrem exclusivamente no intervalo basal (Figura 13A). Observam-se os icnogêneros *Chondrites* isp., *Asterosoma* isp., *Zoophycos* isp., *Planolites* isp., *Teichichnus* isp., *Helminthopsis* isp., e *Palaeophycus* isp. Pode ter pirita preenchendo tubos de organismos ou dispersa na matriz.

Interpretação: Resulta da decantação de argila em ambiente marinho de baixa energia, com deposição de partículas de tamanho silte e argila floculada através de fluxos episódicos de maior energia, gerados por eventos de tempestades ou turbiditos de baixa densidade, promovendo, também, nutrientes e maior oxigenação do substrato, permitindo a proliferação de organismos.

Discussão: A fácies ocorre predominantemente na base da porção transgressiva, associada ao intervalo basal delimitado na descrição litológica, enquanto na porção regressiva ocorre em duas camadas (Figura 12). A fácies Ab é similar à fácies Al (ver item 6.2.2), porém neste caso a maior parte das características originais foi obliterada pela ação biogênica (Arthur & Sageman, 1994).

A presença da fauna bentônica é uma característica dinâmica que obedece às variações na coluna d'água, o aporte de nutrientes e o oxigênio dissolvido trazido pela sedimentação episódica. A depender destes fatores o ambiente tem períodos disóxicos e anóxicos (Arthur & Sageman, 1994; Zhang, 2014), conseqüentemente controlando a formação de minerais diagenéticos como pirita e siderita, que necessitam de condições redutoras para precipitarem (Curtis & Spears, 1968; ver Capítulo 7.2).



Figura 13 – Fácies Ab: argilito e argilito síltico bioturbado. Destaca-se na fotografia (A) (427,00 m) a presença de níveis de siderita, alguns destacados pelas setas brancas, além das delgadas lâminas de silte que marcam a laminação plano paralela (setas amarelas). Observe que na base da amostra há maior frequência das lâminas, enquanto no topo a ocorrência diminui. Na fotografia (B) (374,20) há maior obliteração de características primárias pela bioturbação, apresentando preservação pontual das lâminas de silte (seta amarela).

Os icnofósseis presentes e a estrutura de sobrecarga corroboram a interpretação de um *softground*, um substrato lamoso, não compactado, de baixa densidade, com conteúdo abundante de água (Schieber *et al.*, 2007), no qual ocorre rápida deposição de lama e ocasionalmente de sedimentos de maior granulometria. Este processo deposicional se relaciona à sedimentação episódica, que pode ser gerada por eventos de tempestade (Pedersen, 1985; Zhang, 2014) ou turbiditos de baixa densidade (Piper, 1972; Stow & Shanmungam, 1980; Stow & Piper, 1984) abaixo do nível base de ondas de tempestade (ver Capítulo 7.3).

A ocorrência de *Zoophycos* isp. é comumente associada tanto a depósitos turbidíticos (Bradley, 1973) quanto a depósitos de tempestade (Zhang, 2014). Além disto, a ocorrência

conjunta de *Zoophycos* isp., *Chondrites* isp. e *Palaeophycus* isp. em *softground* caracteriza organismos oportunistas que aproveitaram o ambiente calmo e abastado em nutrientes após os momentos de turbulência (Zhang, 2014).

6.2.2 Fácies Al

Diagnose: Argilito e argilito síltico laminado

Descrição: Argilitos e argilitos sílticos com laminação plano paralela (Figura 14), marcada pela intercalações de camadas milimétricas de siltito fino a médio, que podem também constituir acamamento riscado. Tal qual a fácies Ab (ver item 6.2.1), é observada a diminuição gradual da proporção de silte conforme se aproxima do topo das camadas. Também são encontrados níveis de siderita similares aos apresentados pela fácies Ab, porém com menor frequência. A fácies Al apresenta fissilidade e sua cor é predominantemente cinza escuro (*dark gray* 2.5Y 4/1), atribuída à presença abundante de matéria orgânica. É fracamente bioturbada (IB = 2), sendo encontrados os icnogêneros *Chondrites* isp., *Zoophycos* isp., *Planolites* isp. e *Palaeophycus* isp. Apresenta pirita dispersa na matriz e preenchendo tubos de organismos.

Interpretação: Resulta da decantação de argila em ambiente de baixa energia, com deposição de partículas de tamanho silte e argila floculada através de fluxos episódicos de maior energia, gerados por eventos de tempestades ou turbiditos de baixa densidade.

Discussão: É a fácies mais abrangente da sequência de estudo, representando aproximadamente 40% do material, correspondente ao intervalo mediano (409,60 m a 374,25 m), além de ocorrer em menor proporção nos outros intervalos. Pode ser relacionada à fácies folhelho preto laminado de Bergamaschi (1999) encontrada no Membro Jaguariaíva, de

idade praguiana-emsiana, que também apresenta fissilidade e diferentes espessuras na laminação, se diferenciando da fácies Al devido à ausência de bioturbação.

A fácies foi depositada abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade, sendo ela a mais distal da sequência (ver Capítulo 7.3), indicado pela melhor preservação de estruturas e menor índice de bioturbação (IB = 2). A precipitação de pirita e siderita é controladas pelas condições anóxicas/disóxicas do meio, se formando apenas em condições redutoras durante a diagênese (ver Capítulo 7.2).



Figura 14 – Fácies Al: argilito e argilito síltico laminado. A característica mais pronunciada da fácies é a laminação, marcada pela intercalação entre argila e silte. Apresenta siderita em níveis, destacado pela seta branca, porém menos frequentes do que na fácies Ab. Amostra da profundidade 401,80 m.

Assim como a fácies Ab, a sedimentação episódica, seja ela por eventos de tempestade ou por turbiditos de baixa densidade, é um processo importante para transportar partículas de tamanho silte. No entanto, alguns autores afirmam que esse processo é importante também para o transporte de argila e para a formação de laminação (Piper, 1972; Curran *et al.*, 2004),

resultante da deposição de floculados de partículas finas transportadas por correntes de turbidez (Curran *et al.*, 2004). Este processo, discutido em detalhe no Capítulo 7.1 deste trabalho, indicaria uma deposição rápida e de maior energia se comparada ao processo clássico (Pedersen, 1985, Laycock *et al.*, 2017), sendo uma possibilidade de interpretação a ser considerada tendo em vista a espessura da seção lutítica estudada.

6.2.3 Fácies Sb

Diagnose: Siltito bioturbado

Descrição: Siltitos e siltitos argilosos finos a médios, de cor cinza claro a escuro (*light gray* 2.5Y 7/1; *gray* 2.5Y 5/1, 6/1), com a argilosidade variando de 15% a 45%, predominantemente quartzosos (Figura 15). A fácies possui níveis milimétricos de siderita, similares à fácies Ab e Al (ver item 6.2.1 e 6.2.2; Figura 15A). Algumas lentes centimétricas apresentam estruturas sedimentares preservadas, como laminação cruzada por ondas e laminação plano paralela (Figura 15B). É moderada a intensamente bioturbado (IB = 3 a 4), apresentando os icnogêneros *Chondrites* isp., *Zoophycos* isp., *Planolites* isp. e *Asterosoma* isp. (Figura 15). Pode ter presença de pirita disseminada na matriz ou preenchendo bioturbações.

Interpretação: Resulta da deposição de partículas de tamanho silte e argila floculada por fluxo trativo gerado pela ação combinada de ondas e de correntes oriundas de eventos de tempestade, com posterior bioturbação por organismos.

Discussão: A fácies ocorre tanto na porção transgressiva quanto na regressiva da sequência T–R analisada, no intervalo basal e superior (Figura 12). Os níveis de siderita são encontrados exclusivamente no intervalo basal, assim como ocorrem na fácies Ab e Al (itens 6.2.1 e 6.2.2). A fácies se assemelha ao siltito bioturbado descrito por Bergamaschi (1999).

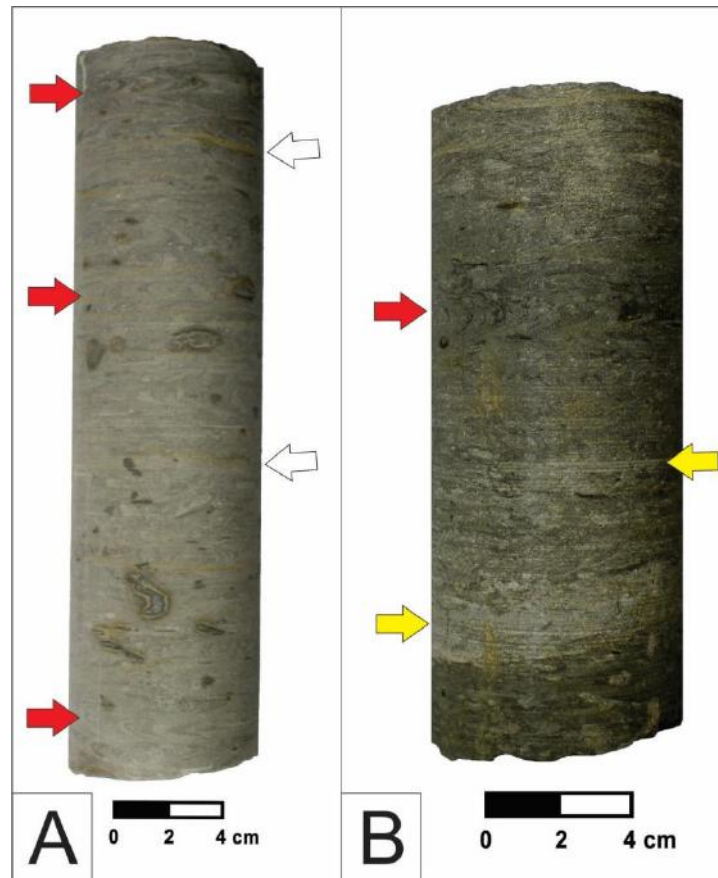


Figura 15 – Fácies Sb: siltito bioturbado. A fotografia (A) (428,05 m) apresenta menor argilosidade, destacando os níveis de siderita (setas brancas) e o icnogênero *Zoophycos* isp. (setas vermelhas), além da pirita frequente. A amostra da fotografia (B) (427,70 m) possui maior argilosidade, nota-se algumas porções com laminação plano paralela preservada (setas amarelas) e duas gerações de bioturbação se entrecortando (seta vermelha).

Os icnogêneros são característicos de substrato mole (*softground*) e se estabelecem entre eventos de tempestade (Bromley & Ekdale, 1986; Pemberton *et al.*, 1992; Zhang, 2014). As correntes induzidas por tempestade se intercalam a períodos de calmaria, gerando períodos óxicos e disóxicos (Wilson & Schieber, 2015), que controlam a proliferação de organismos bentônicos pela disponibilidade de nutrientes e oxigênio trazidos pela sedimentação (Zhang, 2014). A presença de bioturbações em diversas gerações, como tubos verticais, horizontais e inclinados se entrecortando, demonstram a natureza condensada do intervalo (Brett & Allison, 1998; Figura 15B).

Os icnogêneros aliados ao maior conteúdo de silte representam um paleoambiente mais proximal (Wilson & Schieber, 2015), de transição *offshore*, acima do nível base de ondas de tempestade (Zhang, 2014) (ver Capítulo 7.3). Os momentos de menor oxigenação do meio permitem a formação de pirita e siderita na diagênese, conforme ocorre na fácies Ab e Al (ver Capítulo 7.2).

6.2.4 Fácies Se

Diagnose: Siltito com estratificação cruzada por ondas

Descrição: Siltitos quartzosos finos a médios cinza claro (*light gray 2.5Y 7/1*) com estratificação cruzada por ondas e estratificação cruzada monticulada (*hummocky*), destacadas pela intercalação entre os siltitos e camadas mili- a centimétricas de siltitos muito finos e/ou argilitos de cor cinza médio (*gray 2.5Y 5/1*; Figura 16). É fracamente bioturbado (IB = 1), e pontualmente apresenta uma falha, com fraturas preenchidas por cimento carbonático (Figura 16). Há presença de pirita disseminada na matriz, porém em menor proporção do que nas demais fácies.

Interpretação: Resulta da deposição de partículas de tamanho silte e argila floculada por fluxo trativo gerado pela ação combinada de ondas e de correntes oriundas de eventos de tempestade.

Discussão: A fácies ocorre exclusivamente no topo da porção regressiva, representando o momento de maior energia de toda a sequência (Figura 12). Ela se assemelha à fácies *Gray Muddy Siltstone* (GMS) definida por Wilson & Schieber (2015) para a Formação Geneseo de Nova York.

A fácies Se reflete a deposição em ambiente proximal a altas taxas de sedimentação, sob efeito de eventos de tempestade, como evidenciado pela estratificação cruzada *hummocky*

(HCS). A bioturbação é fraca ($IB = 1$), com baixo potencial de preservação de estruturas biogênicas sob essas condições devido ao retrabalhamento do substrato (Wilson & Schieber, 2015). A acumulação das camadas argilosas mesmo sob influência de correntes e ondas denotam a existência de correntes de alta energia com uma componente oscilatória forte (Wilson & Schieber, 2015).

A presença da falha, as fraturas e a alta taxa de sedimentação da fácies são aspectos que podem ser considerados como produtos da influência tectônica nesta porção. Astini *et al.* (1996) e Milani & Ramos (1998) discutem sobre um ciclo de subsidência acelerada durante o Praguiano-Emsiano associada à Orogenia Precordilheirana na margem Gondwânica, que pode estar refletido nesta fácies (ver Capítulo 2.2). O cimento carbonático, provavelmente siderita, se formou preenchendo fraturas criadas por esforços tectônicos.

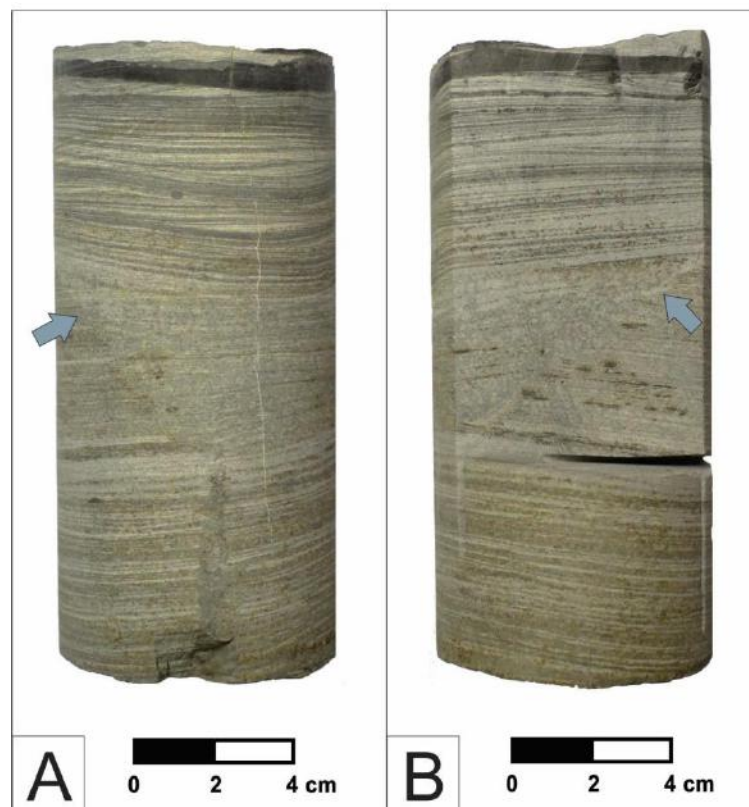


Figura 16 – Fácies Se: siltito estratificado. Destaca-se na fotografia a diferente angulação da estratificação cruzada na base e no topo da amostra. Apresenta uma falha, indicada pelas setas cinza, sendo possível também identificar fraturas preenchidas por cimento carbonático. Amostra da profundidade 345,00 m.

6.2.5 Fácies He

Diagnose: Argilito com acamamento heterolítico lenticular

Descrição: Intercalação de níveis centimétricos de argilitos ou argilitos sílticos com camadas mili- a centimétricas de siltitos médios a finos, formando acamamento heterolítico lenticular (Figura 17). Os argilitos possuem cor cinza (*gray* 2.5Y 5/1; *dark gray* 2.5Y 4/1) e representam cerca de 70% do registro, enquanto os siltitos possuem cor cinza claro (*light gray* 2.5Y 7/1) e representam 30% da rocha. Podem apresentar camadas mili- a centimétricas onde há preservação de laminação plano paralela ou cruzada por ondas e encontram-se fraturas preenchidas por carbonato (Figura 17B). É moderada a intensamente bioturbado (IB = 3 a 4), o que torna a delimitação entre as porções argilosas e sílticas de difícil identificação, com contato difuso e irregular. São identificados os icnogêneros *Chondrites* isp., *Asterosoma* isp., *Zoophycos* isp., *Planolites* isp. e *Palaeophycus* isp. com pirita preenchendo bioturbações.

Interpretação: Resulta da alternância entre decantação de argila em ambiente marinho de baixa energia e deposição de silte e argila floculada por fluxos episódicos de maior energia, gerados por turbiditos ou eventos de tempestade.

Discussão: A fácies é encontrada apenas na porção regressiva da sequência, sendo a fácies mais expressiva, representando 40% das rochas, neste intervalo (Figura 12). Apesar do predomínio de argilitos, siltitos são bastante representativos, o que indicaria um paleoambiente deposicional mais proximal do que o das fácies de argilitos (Ab e Al) e mais distal do que o das fácies de siltitos (Sb e Se), de forma rápida e episódica por correntes turbidíticas ou eventos de tempestade (ver capítulo 7.3).

Estes eventos retrabalham os sedimentos e trazem nutrientes e oxigênio que propiciam a proliferação da fauna bentônica (Zhang, 2014), gerando contatos difusos entre as camadas tanto pelo retrabalhamento quanto pela bioturbação (Wilson & Schieber, 2015). Tal qual nas

outras fácies, os icnofósseis representam um substrato *softground*, com a proliferação dos organismos em momentos de calmaria (Bromley & Ekdale, 1986; Zhang, 2014). A formação de pirita ocorre com a interação entre bactérias sulfato-redutoras e o muco gerado pelos organismos, precipitando o mineral dentro dos tubos feitos por eles (Schieber, 2002; ver Capítulo 7.2). Cimento carbonático, possivelmente siderita, preenche as fraturas.

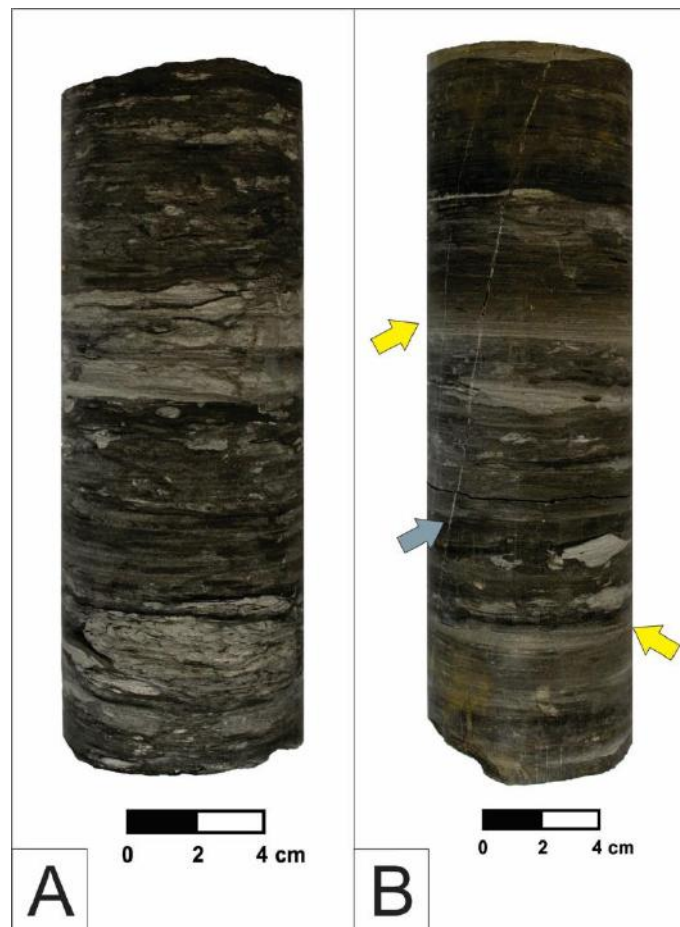


Figura 17 – Fácies He: rocha com acamamento heterolítico lenticular. A amostra da fotografia (A) (354,90 m) apresenta-se intensamente bioturbada, com contatos difusos. Já a amostra (B) (353,80 m) apresenta fratura preenchida por carbonato (seta cinza) e laminação plano paralela preservada (setas amarelas).

6.3 Sucessão de fácies

As fácies definidas no capítulo 5.2 deste trabalho podem ser relacionadas entre si, demonstrando padrões deposicionais e estratigráficos.

Na porção transgressiva da sequência T–R analisada observa-se com frequência o empilhamento de siltitos, argilitos bioturbados e argilitos laminados, caracterizados, da base para o topo, pelas fácies Sb, Ab e Al, formando uma sucessão *finning upward* (Figura 12). A repetição desse empilhamento é uma das características utilizadas para a delimitação de ciclos transgressivos de 4ª ordem, que serão melhor discutidos no Capítulo 6.6.

Na espessa seção de argilito laminado que compõe o intervalo mediano (409,60 m a 374,25 m), caracterizado pela fácies Al, há variação na proporção de silte, diminuindo para o topo na porção transgressiva conforme se aproxima da SIM (tendência *finning upward*) e aumentando na porção regressiva (tendência *coarsening upward*; Figura 12). A fácies Al registra a máxima inundação da sequência, porém observando apenas os aspectos faciográficos não é possível determinar com precisão o posicionamento da SIM (ver Capítulo 6.5).

Já na porção regressiva da sequência T–R ocorre o empilhamento de argilitos (laminados ou bioturbados), sucedidos por rochas com acamamento heterolítico lenticular e siltitos bioturbados, sobrepostos por siltitos com estratificação cruzada por ondas e *hummocky* no topo da sucessão, que correspondem às fácies Al ou Ab, He, Sb e Se, respectivamente. As fácies formam uma sucessão *coarsening upward*, corroborando a tendência geral regressiva desta porção, com os argilitos da base gradando até os siltitos no topo. A sucessão de fácies se repete, o que foi utilizado como indicação do aumento de energia em diversos ciclos, identificados como porções regressivas em sequências T–R 4ª ordem, discutido no Capítulo 6.6 deste trabalho.

A sucessão *coarsening upward* da porção regressiva se assemelha às parassequências do Membro Jaguariaíva descritas por Bergamaschi (1999), nas quais o autor aponta ser comum encontrar ciclos que se iniciam na base por folhelhos escuros laminados ou bioturbados (indicadores de inundação marinha), sobrepostos por siltitos que progressivamente apresentam interlaminções de delgados níveis de arenito muito fino, formando acamamento

heteorlítico lenticular (*wavy* ou *linsen*), intensamente bioturbados, porém com frequente preservação de laminação cruzada por onda na porção arenosa, sucedidos por arenitos finos a muito finos com estratificação cruzada *hummocky*. Apesar das parassequências de Bergamaschi (1999) serem de granulometria mais grossa, apresentando arenitos enquanto na seção de estudo encontram-se siltitos, as semelhanças entre as estruturas e a sucessão das camadas é notável.

6.4 Microfácies

A partir da descrição microscópica foram caracterizadas seis microfácies (Figura 18), sintetizadas no Quadro 3, onde são apresentadas designação, diagnose, descrição e interpretação. A caracterização de microfácies seguiu a proposta de Carelli & Borghi (2011), com a designação em código alfa-numérico. A descrição e interpretação, além de serem encontradas de forma resumida no Quadro 3, são abordadas com detalhe no corpo do texto. A discussão sobre a formação de siderita e pirita, minerais diagenéticos recorrentes no intervalo de estudo, encontra-se no capítulo 7.2 deste trabalho.

Quadro 3 – Quadro síntese de microfácies

Designação	Diagnose	Descrição	Interpretação	Fácies de ocorrência
M1	Siltito argiloso com níveis contínuos de siderita	Siltito muito fino a médio argiloso com camadas milimétricas contínuas de siderita romboédrica. Moderada a intensamente bioturbado (IB = 3-4).	Deposição de silte e argila floclada por fluxos episódicos de maior energia, gerados por fluxos turbidíticos, com siderita substituindo uma camada específica.	Ab
M2	Siltito com siderita lamelar	Siltito fino a médio, com presença de cimento de siderita de hábito alongado (lamelar). Moderada a intensamente bioturbado (IB = 3-4).	Deposição de silte e argila floclada por fluxo trativo gerado pela ação combinada de ondas e de correntes oriundas de eventos de tempestade, com posterior bioturbação.	Sb
M3	Argilito com siderita esferulítica	Argilito com alta proporção de siderita esferulítica diagenética (~70%). Apresenta fissilidade óptica e bioturbação moderada (IB = 3).	Decantação de argila e silte em ambiente marinho de baixa energia.	Al
M4	Siltito argiloso bioturbado	Siltito fino argiloso intensamente bioturbado (IB = 4-5). Pode apresentar gradação normal e laminação plano paralela.	Deposição de silte e argila floclada por fluxos episódicos de maior energia, gerados por fluxos turbidíticos, posteriormente bioturbado.	He, Sb, Al
M5	Argilito síltico bioturbado	Argilito síltico com grãos de tamanho silte muito fino a fino, intensamente bioturbado (IB = 4-5). Pode apresentar gradação inversa e fissilidade óptica.	Deposição de partículas tamanho silte e argila floclada através de fluxos episódicos de maior energia, gerados por eventos de tempestade ou turbiditos de baixa densidade, promovendo nutrientes e oxigênio para o substrato, permitindo a proliferação de organismos.	Al
M6	Siltito laminado	Siltito fino a muito fino com laminação cruzada por onda e cimento carbonático, fracamente bioturbado (IB = 1).	Fluxo trativo hidrodinâmico bidirecional.	Se

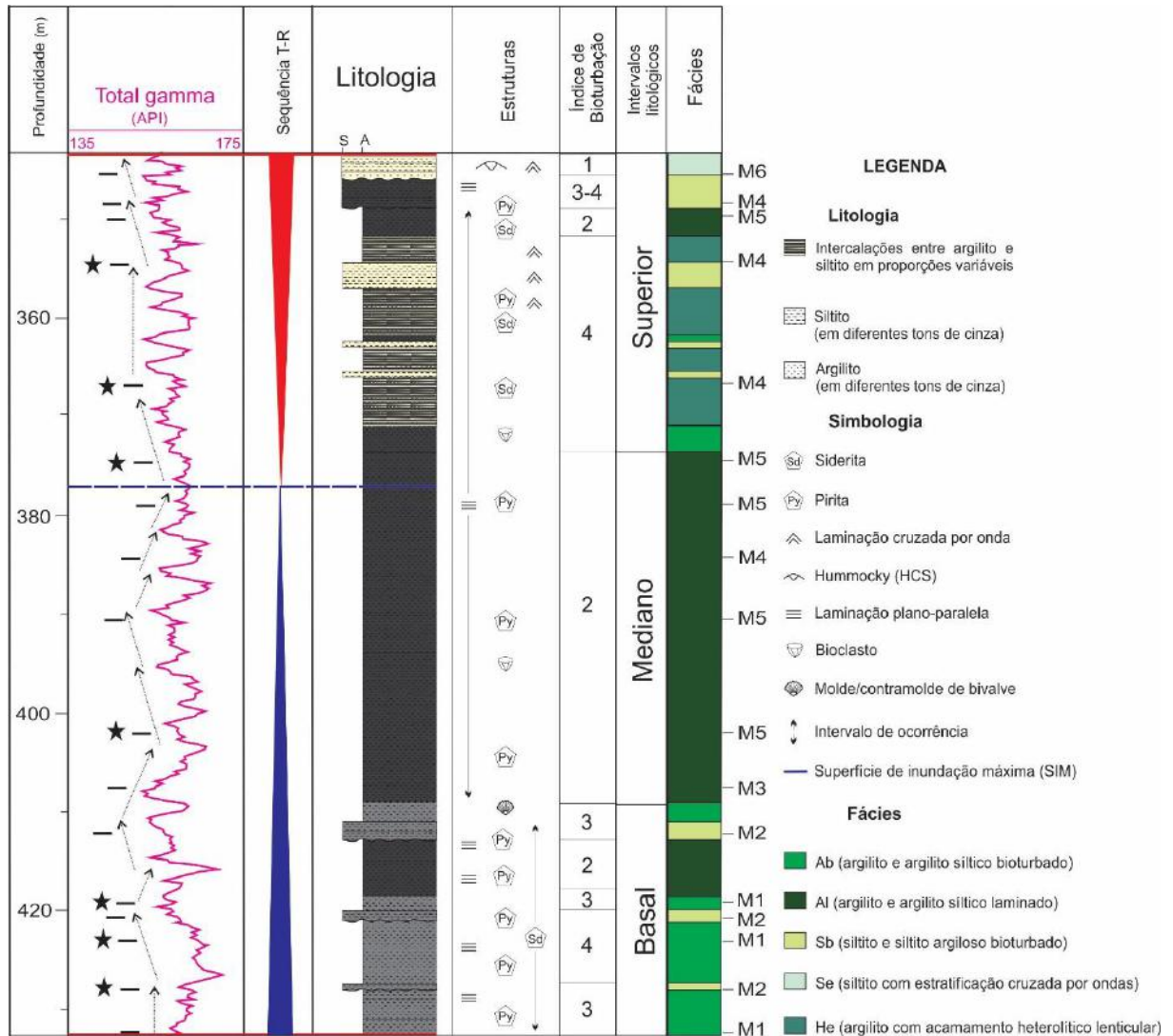


Figura 18 – Perfil litofaciológico na escala 1:500. As profundidades das lâminas são identificadas pelos traços e as do MEV/EDS pelas estrelas. As setas representam as tendências gerais do perfil de raio gama e a linha tracejada em azul é a superfície de inundação máxima.

6.4.1 Microfácies M1

Diagnose: Siltito argiloso com níveis contínuos de siderita

Descrição: Siltito fino a médio argiloso que apresenta níveis milimétricos (até 2 mm) de siderita diagenética de hábito romboédrico ou lamelar (Figura 19) e alta argilosidade (40-45%). Composicionalmente, é constituída por quartzo e illita, com presença de muscovita e siderita, encontrada também dispersa com hábito lamelar (alongado) e romboédrico (Figura 20B, D). Há variações nos níveis de siderita, apresentando bordas oxidadas nas profundidades

432,60 m e 422,75 m enquanto na profundidade 419,35 m no centro do nível encontra-se um carbonato não identificado (Figuras 19B, C).

A análise de MEV/EDS foi feita na amostra 419,35 m, revelando que a siderita lamelar possui alto teor de magnésio (Figura 20C, D), sendo, portanto, uma siderita magnésiana, similar às encontradas na microfácies M2 (ver item 6.4.2). Apresenta também calcita e pirita framboidal, preenchendo bioturbações e disseminada na matriz (Figura 20B).

A microfácies M1 é moderada a intensamente bioturbada (IB = 3 a 4), com petrotrama caótica. Pode apresentar fissilidade óptica, laminação plano paralela marcada pela intercalação entre silte e argila e gradação normal dada pela variação crescente do percentual de argila. Apresenta os icnogêneros *Chondrites* isp., *Zoophycos* isp., *Planolites* isp., *Helminthopsis* isp. e *Asterosoma* isp.

Interpretação: Resulta da deposição de partículas tamanho silte e argila floculada por fluxos episódicos de maior energia, gerados por fluxos turbidíticos, com siderita substituindo uma camada específica.

Discussão: A microfácies ocorre exclusivamente na porção transgressiva, sempre na fácies Ab (Figura 18, Quadro 3), representando porções mais sílticas dentro da fácies. Diferentemente da descrição litológica, na microscopia é possível observar a siderita, além de em níveis, dispersa com hábitos lamelar e romboédrico. Texturalmente, é semelhante à microfácies M5 (siltito argiloso) de Carelli & Borghi (2011).

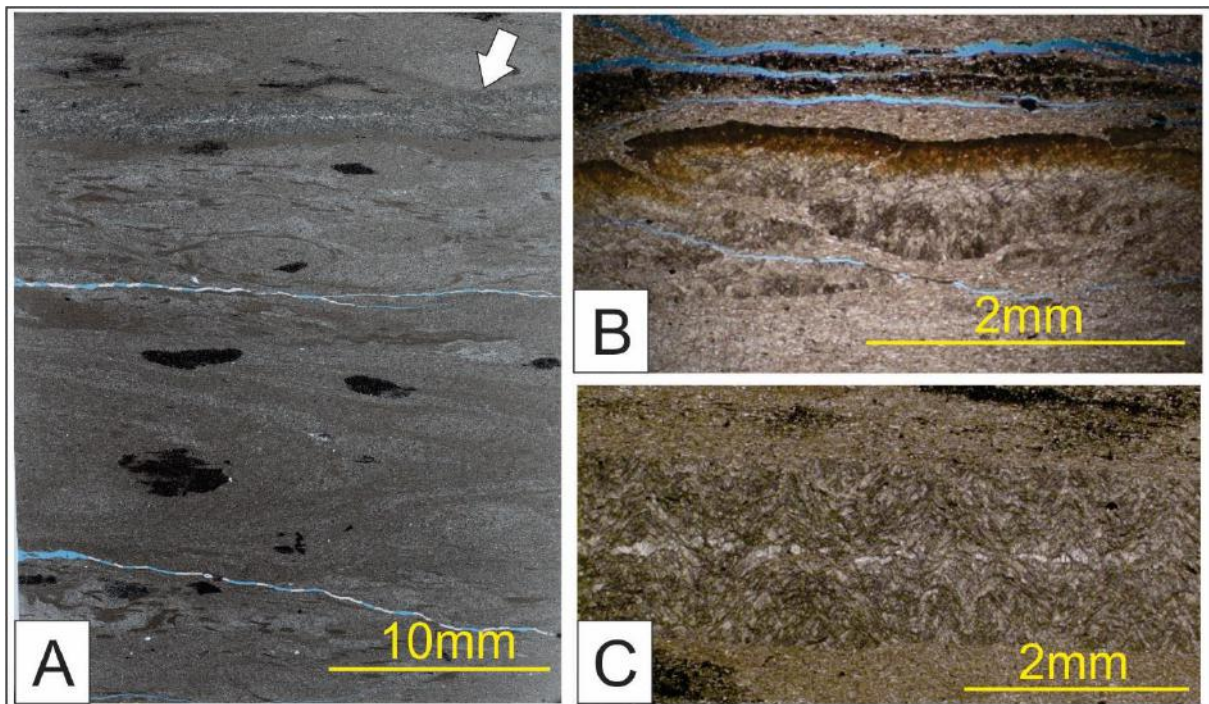


Figura 19 – Microfácies M1: siltito argiloso com níveis contínuos de siderita romboédrica. O fotomosaico (A) (419,35 m) ilustra a bioturbação frequente na microfácies e destaca o nível de siderita indicado pela seta branca. A fotomicrografia (B) (432,40 m, 5x, nicois paralelos) apresenta um nível contínuo de siderita com a borda oxidada e a fotomicrografia (C) (419,35m, 5x, nicois paralelos) detalha o nível de siderita apontado pela seta branca em A.

A microfácies foi formada a partir de eventos episódicos, atribuídos à turbiditos de baixa densidade, podendo fazer parte de uma sequência turbidítica de granulometria fina como a proposta por Stow & Shanmungan (1980), neste caso associada à porção T6 da sequência devido à presença de gradação normal, resultante de fluxo desacelerante (ver Capítulo 7.1).

Os icnogêneros encontrados caracterizam um *softground*, no qual estes organismos aproveitaram o ambiente calmo e abastado em nutrientes após os momentos de turbulência (Bromley & Ekdale, 1986; Zhang, 2014).

Através do MEV/EDS foi identificado o alto teor de magnésio da siderita, que representa a variação química sofrida pelos fluidos intersticiais na precipitação deste mineral (Figura 20C). A pirita é oriunda da interação de bactérias sulfato-redutoras com o muco

produzido por organismos e a siderita em níveis ocorre substituindo uma camada específica, provavelmente de forma rápida e lateralmente contínua, próxima a interface água-sedimento em um ambiente redutor. Há melhor discussão sobre os minerais diagenéticos no Capítulo 7.2.

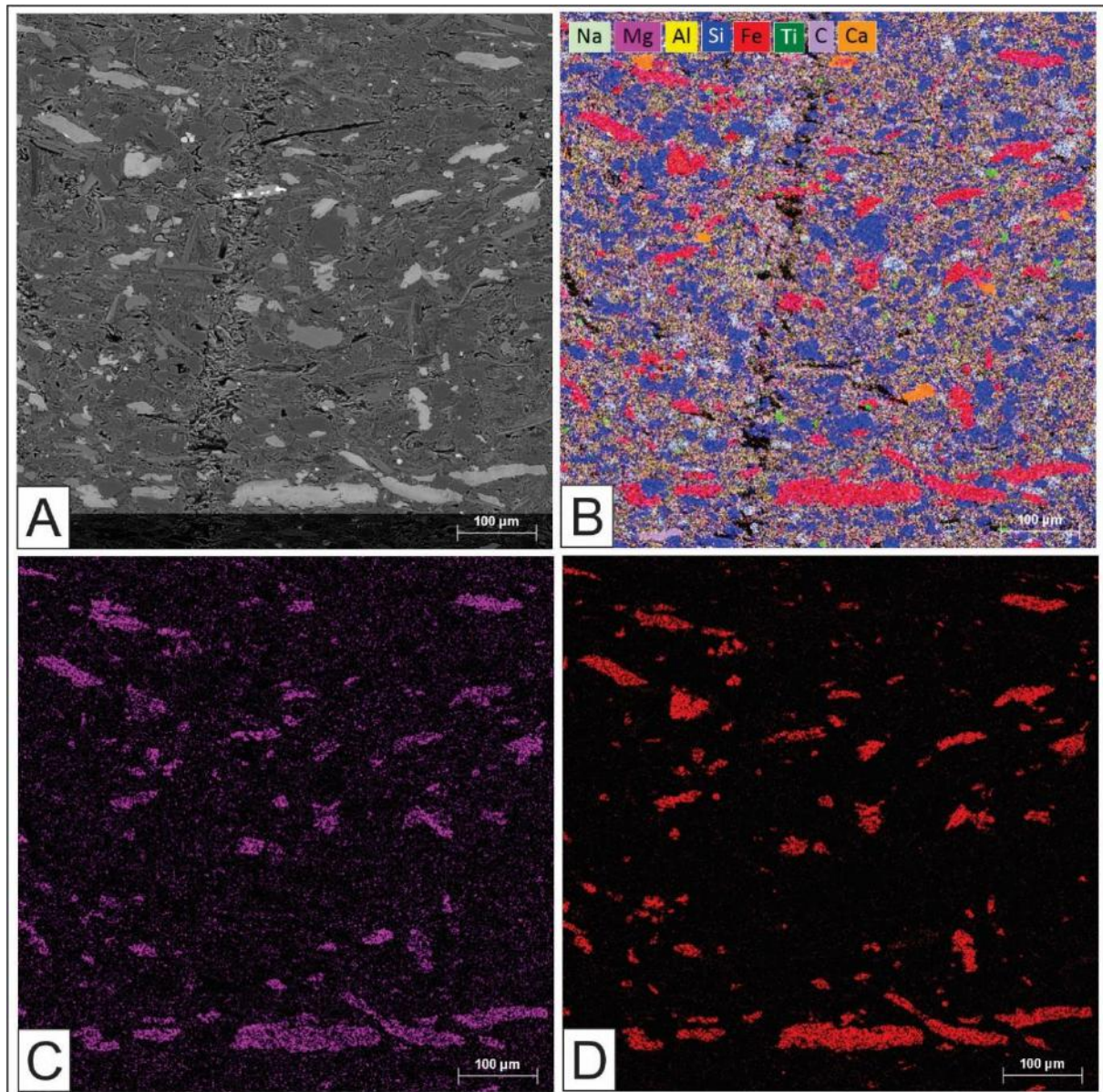


Figura 20 – MEV da microfácies M1, na profundidade 419,35 m. Em (A), observa-se no centro um tubo preenchido por material da matriz; em (B), o mapa dos principais elementos composicionais da amostra. Destaca-se a alta presença de Si (grãos de quartzo) e Al (matriz argilosa), além de alguns pontos de Ca (calcita). Observa-se a sobreposição entre os elementos Mg e Fe, compondo o tom rosado dos minerais alongados; em (C) e (D) é explícita a relação entre os elementos Mg e Fe, que caracterizam a siderita magnésiana.

6.4.2 Microfácies M2

Diagnose: Siltito com siderita lamelar

Descrição: Siltito fino a médio, com presença de siderita de hábito alongado, chamado de lamelar (Figura 21). A argilosidade varia de 13 a 18%, consideravelmente menor do que a Microfácies M1 (item 6.3.1).

A análise de MEV/EDS feita nas amostras 428,05 m (Figura 22) e 422,75 m (Figura 23) explicita a predominância de quartzo, principal composição dos grãos de tamanho silte, enquanto illita é o argilomineral dominante, apresentando também muscovita, calcita (Figura 22D) e siderita, encontrada disseminada com hábito lamelar e romboédrico (Figura 23). Apresenta pirita framboidal preenchendo bioturbações e disseminada na matriz.

A microfácies é moderada a intensamente bioturbada (IB = 3 a 4), com petrotrama caótica, por vezes apresentando laminação plano paralela marcada pela intercalação de silte e argila. São encontrados os icnogêneros *Chondrites* isp., *Zoophycos* isp., *Planolites* isp., *Helminthopsis* isp. e *Asterosoma* isp.

Interpretação: Resulta da deposição de silte e argila floculada por fluxo trativo gerado pela ação combinada de ondas e de correntes oriundas de eventos de tempestade, com bioturbação por organismos.

Discussão: Ocorre exclusivamente na porção transgressiva da sequência, sempre na fácies Sb, apresentando menor argilosidade e maior abundância de siderita em hábito lamelar do que a microfácies M1 (Figura 18, Quadro 3).

Os icnogêneros são característicos de substrato mole (*softground*) e se estabelecem entre eventos de tempestade (Bromley & Ekdale, 1986; Pemberton *et al.*, 1992; Zhang, 2014), cuja intercalação gera períodos óxicos e disóxicos (Wilson & Schieber, 2015), que controlam a proliferação de organismos bentônicos pela disponibilidade de nutrientes e oxigênio trazidos

pela sedimentação (Zhang, 2014), além da precipitação dos minerais diagenéticos (ver Capítulo 7.2).

O hábito lamelar da siderita pode ser resultado do processo de substituição de biotita ou de fitoclastos pela siderita. É comum que biotita seja substituída por siderita na diagênese (Rodrigues *et al.*, 2015), sendo o mineral mais provável neste caso devido ao hábito e a composição rica em Fe. Já a possibilidade de que siderita esteja substituindo fitoclastos seria resultante do processo de sideritização de restos orgânicos (Leonowicz, 2007). Esses processos são discutidos em maior detalhe no Capítulo 7.2.

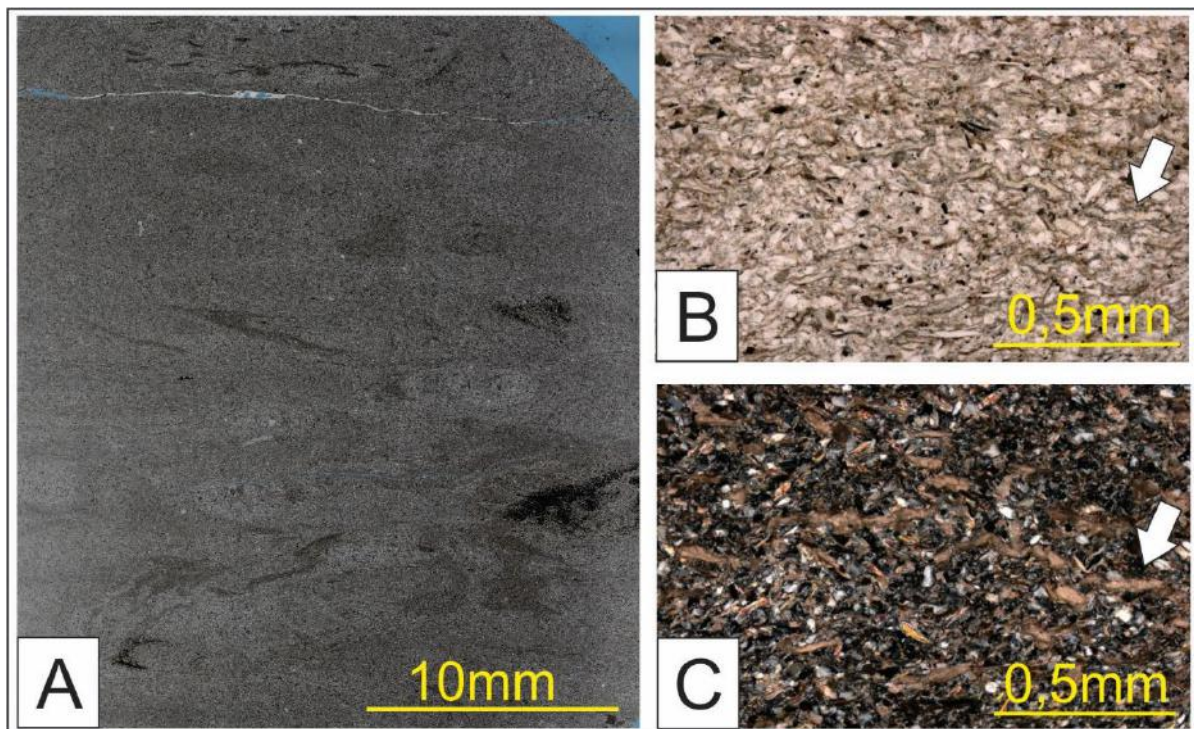


Figura 21 – Microfácies M2: siltito com siderita lamelar. O fotomosaico (A) (428,05 m) mostra a bioturbação intensa da microfácies. As fotomicrografias (B) e (C), da profundidade 428,05 m com aumento de 10x, em nicois paralelos e cruzados, respectivamente, destacam a siderita (setas brancas) em hábito lamelar.

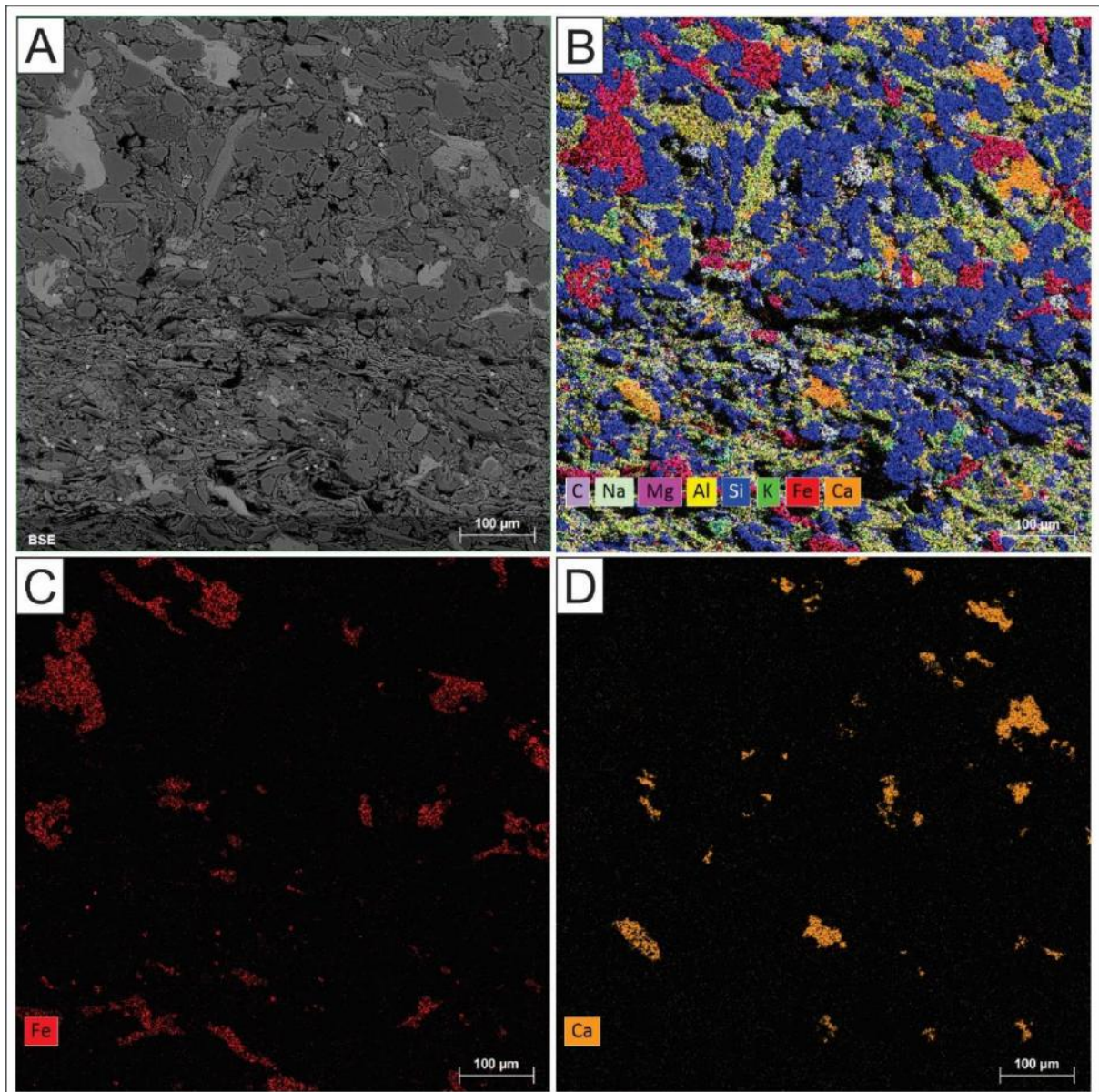


Figura 22 – MEV da profundidade 428,05. Em (A), destaca-se na porção inferior da figura bioturbações preenchidas por material da matriz; em (B), o mapa dos principais elementos composicionais da amostra, destacando o Si (grãos de quartzo), Al e K (matriz argilosa), Fe (siderita) e Ca (calcita); nota-se que o Fe em (C) e o Ca em (D) não se sobrepõem.

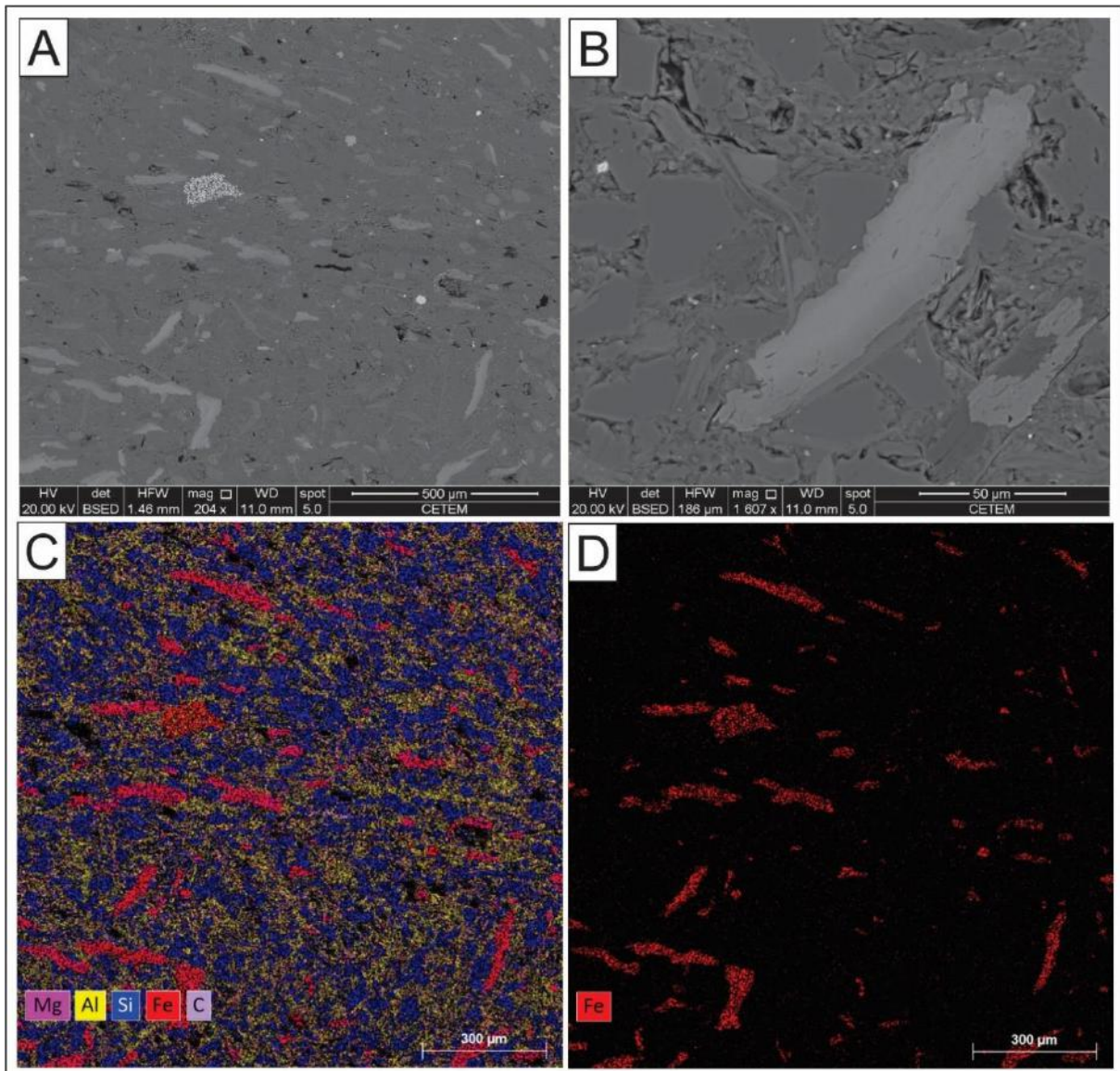


Figura 23 – MEV da profundidade 422,75 m. Em (A), destaca-se a siderita lamelar em tons de cinza claro, com pirita framboidal no centro da imagem em cinza esbranquiçado; em (B), maior detalhamento da siderita lamelar; em (C), o mapa dos principais elementos composicionais da amostra, com destaque para o Si (grãos de quartzo), Al (matriz argilosa) e Fe se sobrepondo ao Mg (siderita); em (D), o mapa do ferro, destacando a siderita.

6.4.3 Microfácies M3

Diagnose: Argilito com siderita esferulítica

Descrição: Argilito com alta porcentagem de siderita diagenética de hábito esferulítico (~70%; Figura 24), às vezes romboédrica e zonada, com petrotrama orientada marcada pelas micas. A siderita pode ter contato bem definido, com os grãos se tocando, ou apresentar

contato difuso (Figura 24B). Possui apenas 6% de silte muito fino espalhados, composto por quartzo, sendo encontrado também muscovita, calcita e pirita framboidal em pequena proporção. Possui fissilidade óptica e bioturbação moderada (IB = 3), com as bioturbações preenchidas por silte fino, material mais grosso (Figura 24A). Apresenta o icnogênero *Phycosiphon* isp.

Interpretação: Resulta da decantação de argila e silte em ambiente marinho de baixa energia.

Discussão: A fácies ocorre pontualmente na sequência transgressiva, na fácies A1, na profundidade 407,65 m (Figura 18, Quadro 3). Esta é a única microfácies que apresenta siderita com hábito esferulítico e também é a única com uma proporção tão alta de siderita em sua composição.

Por ser uma microfácies pontual na seção de estudo foram escolhidas outras amostras mais representativas para a análise no MEV/EDS.

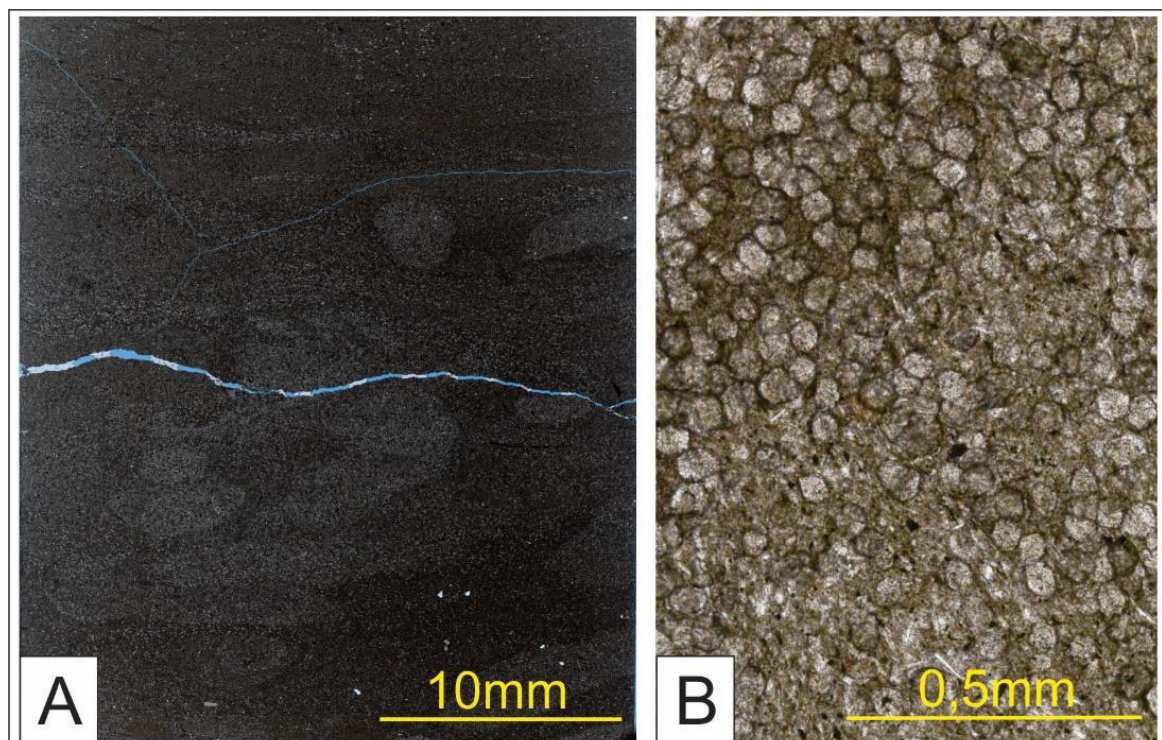


Figura 24 – Microfácies M3: argilito com siderita esferulítica. Nota-se no fotomosaico em (A) (407,65 m) os icnofósseis presentes na microfácies; na fotomicrografia (B) (407,65m, nicóis paralelos, 10x), há maior detalhamento da siderita esferulítica característica da microfácies.

A presença única do icnofóssil *Phycosiphon* no substrato mole de baixa energia é reflexo de ambiente pobremente oxigenado (Bromley & Ekdale, 1986), o que contribui para a precipitação de siderita, que necessita de condições redutoras (Curtis & Spears, 1968). Uma possibilidade para a formação de siderita é que ela tenha substituído a biotita, que posteriormente foi expandida e adquiriu o hábito esferulítico (Rodrigues *et al.*, 2015) (discussão no Capítulo 7.2).

6.4.4 Microfácies M4

Diagnose: Siltito argiloso bioturbado

Descrição: Siltito fino argiloso, com argilosidade variando de 20 a 40%, intensamente bioturbado (IB = 4 a 5), apresentando petrotrama caótica e preenchimento de cavidades por material mais grosso (Figura 25). Pode apresentar gradação normal e laminação plano paralela marcada pela intercalação entre silte e argila.

A análise no MEV/EDS foi feita em três amostras (401,80 m; 366,40 e 354,50 m). Sua composição é predominantemente quartzosa, com illita sendo o argilomineral predominante, apresentando também siderita romboédrica, dispersa na matriz (Figura 26, 27). A siderita pode apresentar baixo teor de magnésio (Figura 28), se diferenciando das outras microfácies silticas por este aspecto, além de não ocorrer em hábito lamelar e apresentar menor proporção do que a microfácies M2. Diferentemente das outras microfácies, o MEV revela a presença de anquerita, composta por ferro, magnésio e cálcio (Figuras 26 e 27). A microfácies apresenta, em menor proporção, glauconita (Figura 25C), clorita e biotita.

Há pirita framboidal preenchendo tubos ou dispersa na matriz (Figura 27) e são encontrados os icnogêneros *Chondrites* isp., *Zoophycos* isp., *Planolites* isp., *Helminthopsis*

isp., *Terebellina* isp., *Teichichnus* isp. e *Asterosoma* isp., que podem estar se entrecortando, evidenciando diversas gerações de bioturbação (Figura 25B).

Interpretação: Deposição de silte e argila floculada por fluxos episódicos de maior energia, gerados por fluxos turbidíticos, posteriormente bioturbado.

Discussão: É encontrada predominantemente na porção regressiva, associada às fácies He e Sb, ocorrendo apenas uma vez na porção transgressiva na fácies Al, mostrando a diferenciação desta fácies homogênea (Figura 18, Quadro 3).

Há semelhanças com os aspectos texturais e icnológicos da microfácies M9 (siltito argiloso intensamente bioturbado) de Carelli & Borghi (2011), sendo encontrados os mesmo icnogêneros, exceto *Asterosoma* isp., que não está presente na microfácies dos referidos autores.

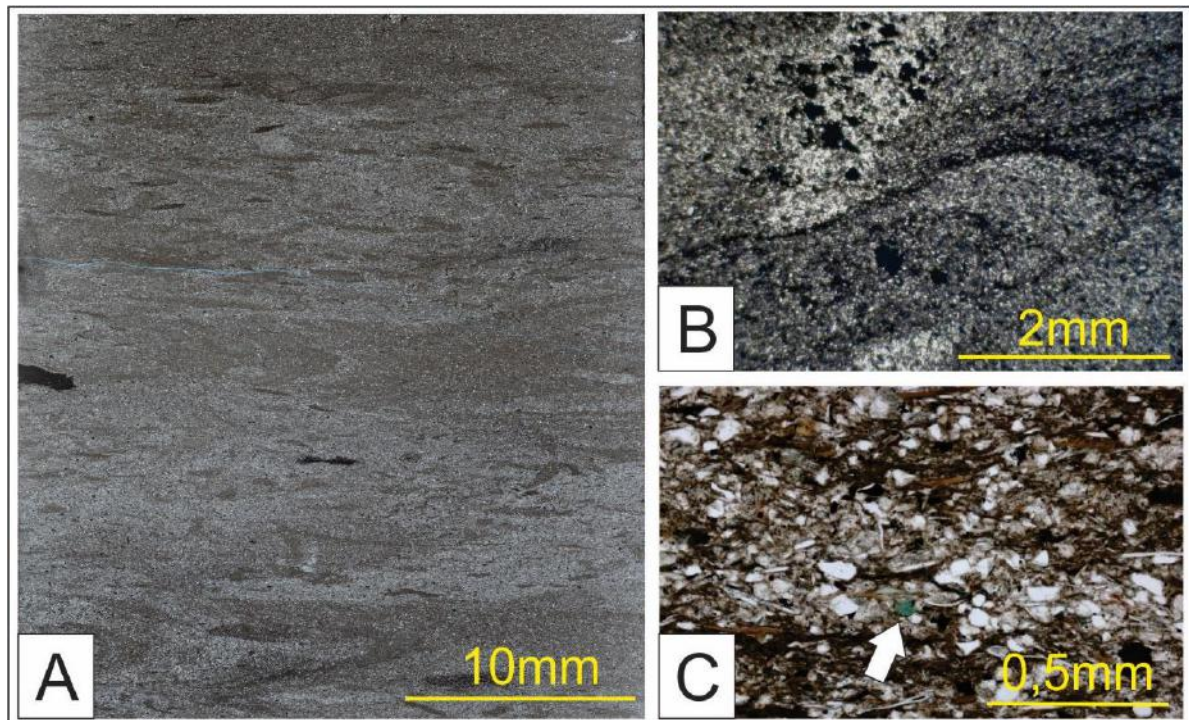


Figura 25 – Microfácies M4: siltito argiloso bioturbado. Destaca-se no fotomosaico (384,30 m) (A) a intensa bioturbação. Em (B) (348,70m, 5x, nicois paralelos) duas gerações de bioturbação se entrecortando, com o preenchimento por material mais grosso e pirita framboidal e em (C) (366,40 m, 10x, nicois paralelos) a petrotrama caótica e glauconita destacada pela seta branca.

O MEV da profundidade 401,80 m (Figura 26) apresenta maior porcentagem de argilominerais do que as outras amostras, o que pode ser justificado pela ocorrência na fácies Al, enquanto as outras duas correspondem à fácies He. Esta profundidade também apresenta siderita com menor teor de magnésio, similares às aquelas da microfácies M5, que ocorrem também na fácies Al (ver item 6.4.5).

A microfácies é formada a partir de eventos episódicos, gerados por fluxos turbidíticos. Mesmo com o predomínio de uma petrografia caótica e intensamente bioturbada, a presença de algumas características primárias, como gradação normal e laminação plano paralela, podem indicar, dentro de uma sequência turbidítica de granulometria fina (Stow & Shanmungan, 1980), associação com as porções T4–T6, resultantes do fluxo desacelerante. A microfácies também apresenta fauna bentônica que pode ser associada aos depósitos turbidíticos (Bradley, 1973) e a presença de bioturbações em diversas gerações demonstra a natureza condensada do intervalo (Brett & Allison, 1998; Figura 25B).

Os icnofósseis representam um substrato *sofground*, com a proliferação dos organismos de forma oportunista após os eventos (Bromley & Ekdale, 1986; Zhang, 2014). A formação de piritita em tubos ocorre com a interação entre bactérias sulfato-redutoras e o muco gerado pelos organismos (Schieber, 2002) e a anquerita provavelmente foi formada substituindo a siderita (Kaufman *et al*, 1990), processos discutidos no Capítulo 7.2.

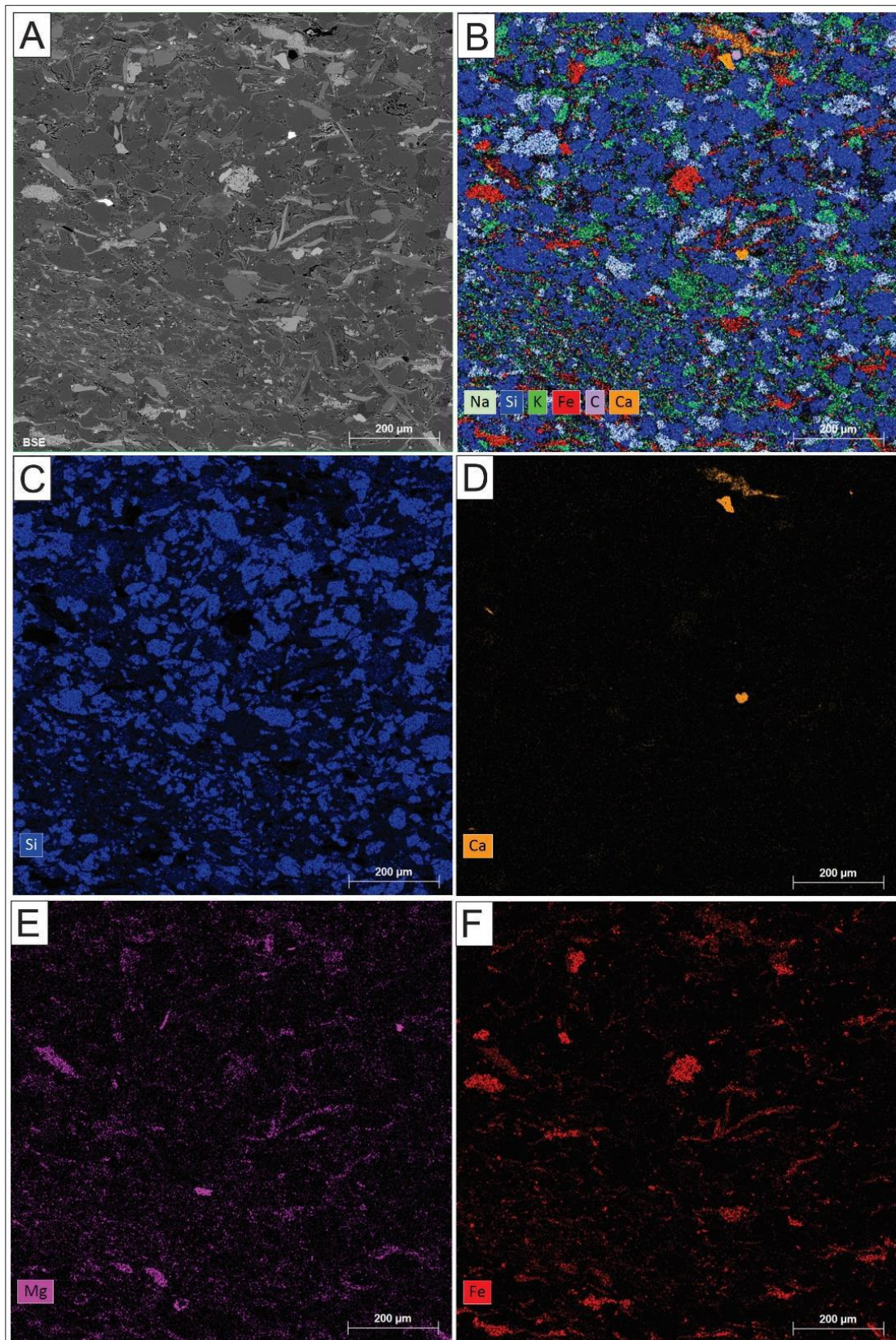


Figura 26 – MEV da profundidade 354,50 m. Em (A), nota-se a petrotrama caótica e os minerais de ferro em tom de cinza claro; em (B), o mapa dos principais elementos composicionais da amostra, com destaque para o Si (grãos de quartzo), K (matriz argilosa), Fe (siderita ou anquerita) e Ca (calcita ou anquerita). Em (C) o mapa evidencia o predomínio de quartzo; há sobreposição de (D), (E) e (F) em um mineral na porção superior, que é a anquerita. Nos outros pontos em (C) há calcita enquanto em (E) e (F) há siderita.

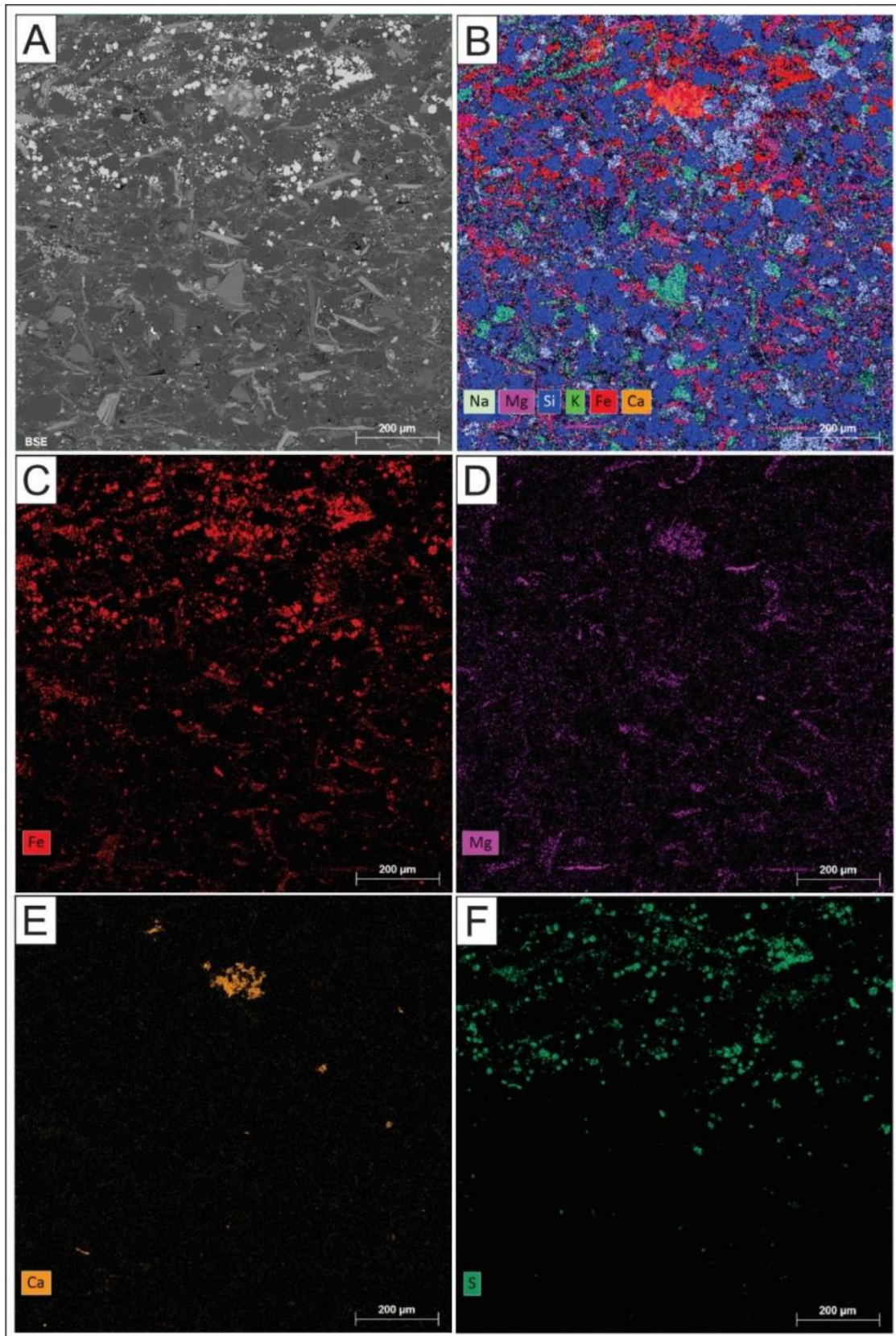


Figura 27 – MEV da profundidade 366,40 m. Em (A), se destaca no topo da figura pirita framboidal em tom cinza esbranquiçado; em (B), o mapa dos principais elementos composicionais da amostra, destacando a predominância de Si (grãos de quartzo), Fe (siderita e pirita), Mg (siderita) e Ca (calcita); em algumas porções ocorre sobreposição de Fe (C), Mg (D) e Ca (E), indicando anquerita; em (F) se destaca a pirita.

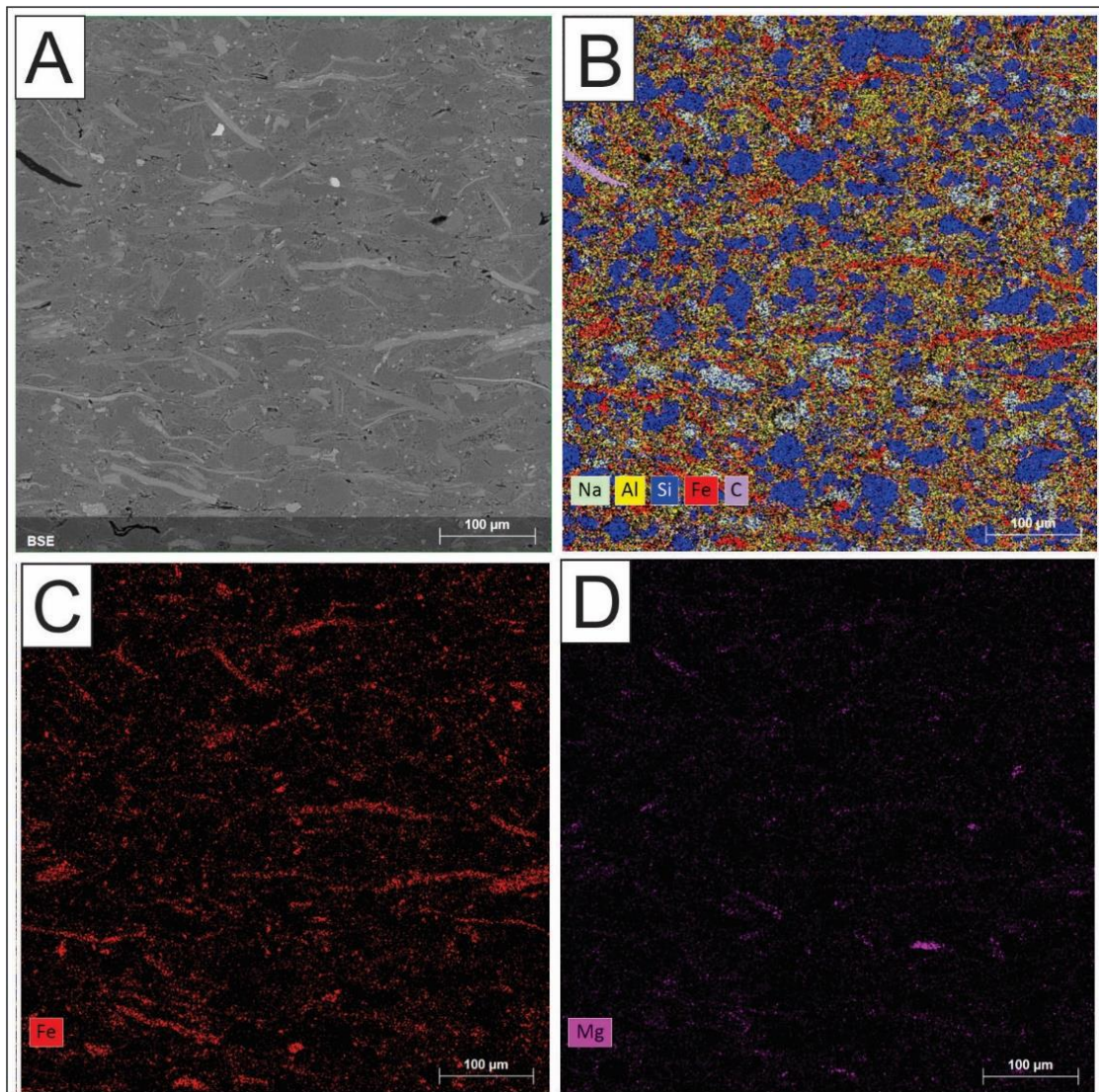


Figura 28 – MEV da profundidade 401,80 m. Em (A), a em tons de cinza claro se destaca a siderita; em (B), o mapa dos principais elementos composicionais da amostra, desta vez com maior porcentagem de argilominerais; (C) e (D) mostram siderita com menor teor de magnésio.

6.4.5 Microfácies M5

Diagnose: Argilito síltico bioturbado

Descrição: Argilito síltico bioturbado, com 30% a 45% de silte na composição, com grãos de tamanho variando de silte fino a muito fino espalhados (Figura 29). Pode apresentar fissilidade óptica e gradação inversa.

O MEV/EDS foi feito nas amostras 390,65 m e 374,10 m, comprovando o predomínio dos argilominerais, sendo possivelmente illita o mais relevante (Figura 30). Quartzo é a composição principal dos grãos de tamanho silte, apresentando também minerais como muscovita, biotita, glauconita e siderita, em pequena proporção e com menor teor de magnésio (Figura 30), além de pirita framboidal dentro de bioturbações ou dispersa na matriz (Figura 31). A microfácies é intensamente bioturbada (IB = 4 a 5), com petrotrama caótica, muitas vezes com bioturbações preenchidas por material tamanho silte ou argila, porém localmente as micas podem estar orientadas (Figura 29). São encontrados os icnogêneros *Chondrites isp.*, *Zoophycos isp.*, *Planolites isp.* e *Helminthopsis isp.*

Interpretação: Resulta da deposição de partículas de argila floclada e silte através de fluxos episódicos de maior energia, gerados por eventos de tempestade ou turbiditos de baixa densidade, promovendo nutrientes e oxigênio para o substrato, permitindo a proliferação de organismos.

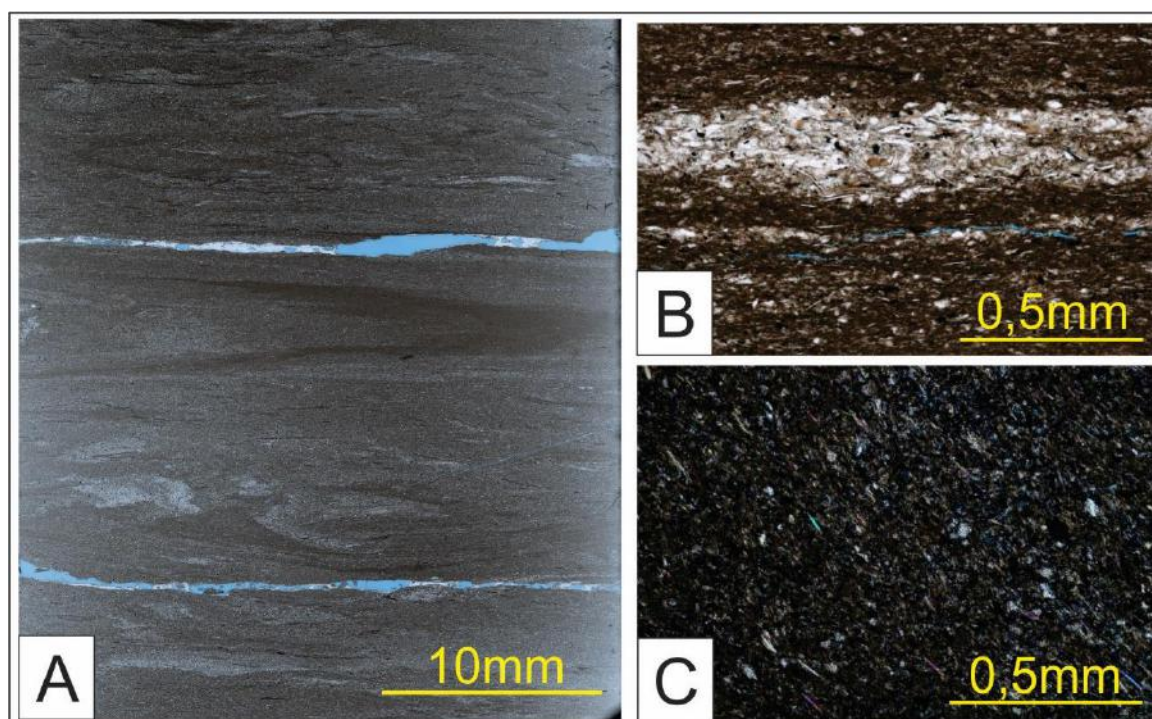


Figura 29 – Microfácies M5: argilito síltico bioturbado. Destaca-se no fotomosaico (A) (350,00 m) a intensa bioturbação, por vezes preenchidas por silte ou argila; em (B) (374,10 m, nicois paralelos, 10x) há uma bioturbação preenchida por silte em maior detalhe; e em (C) (379,00 m, nicois cruzados, 10x) é visto a orientação das micas.

Discussão: É a microfácies mais frequente da sequência, encontrada tanto na porção transgressiva quanto na regressiva, ocorrendo na fácies A1 (Figura 18, Quadro 3). O MEV/EDS aponta similaridades com a amostra 401,80 m da microfácies M4, que também ocorre na fácies A1, apresentando sideritas com menor teor de magnésio (ver item 5.4.4).

As lâminas 374,10 m e 379,00 m da microfácies M5 possuem diferenças na argilosidade que foram um dos atributos para o posicionamento da superfície de inundação máxima (SIM) da sequência T-R estudada (Capítulo 6.5).

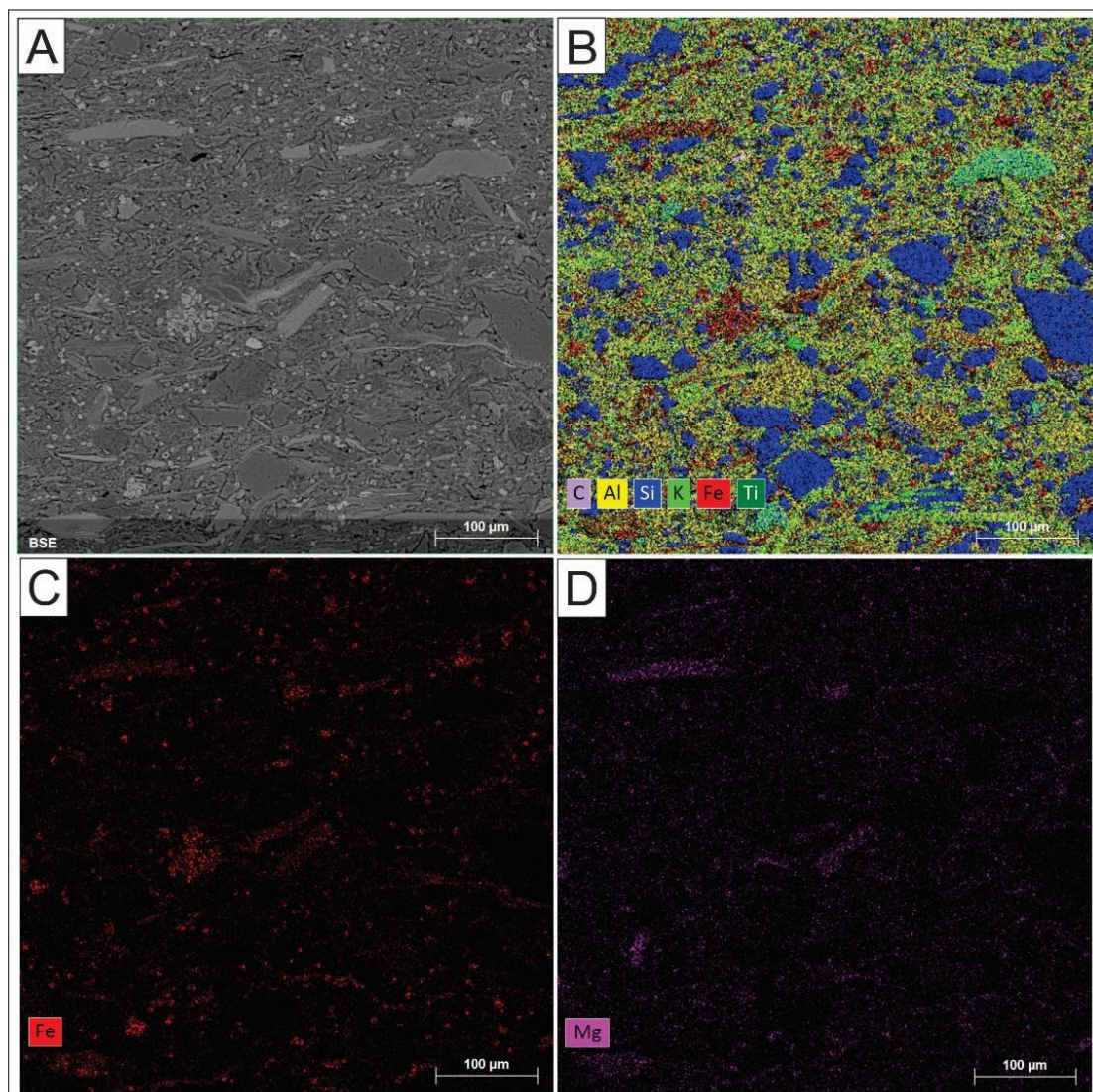


Figura 30 – MEV da profundidade 390,65 m. Em (A) observa-se a petrotrama caótica; em (B), o mapa dos principais elementos composicionais da amostra, destacando-se Al (argilominerais), Si (quartzo) e Fe (siderita e pirita); (C) e (D) ilustram a menor proporção de siderita da microfácies.

A sedimentação episódica pode ser gerada por eventos de tempestade ou turbiditos de baixa densidade, sendo fonte de nutrientes e oxigênio que propiciam a fauna bentônica em ambiente *softground* (Zhang, 2014), no qual ocorre rápida deposição de lama e ocasionalmente de sedimentos de maior granulometria. A formação de pirita framboidal em cavidades icnológicas é similar às outras, através do muco dos organismos as bactérias sulfato-redutoras agem e geram a precipitação de pirita (Schieber, 2002; ver Capítulo 6.2).

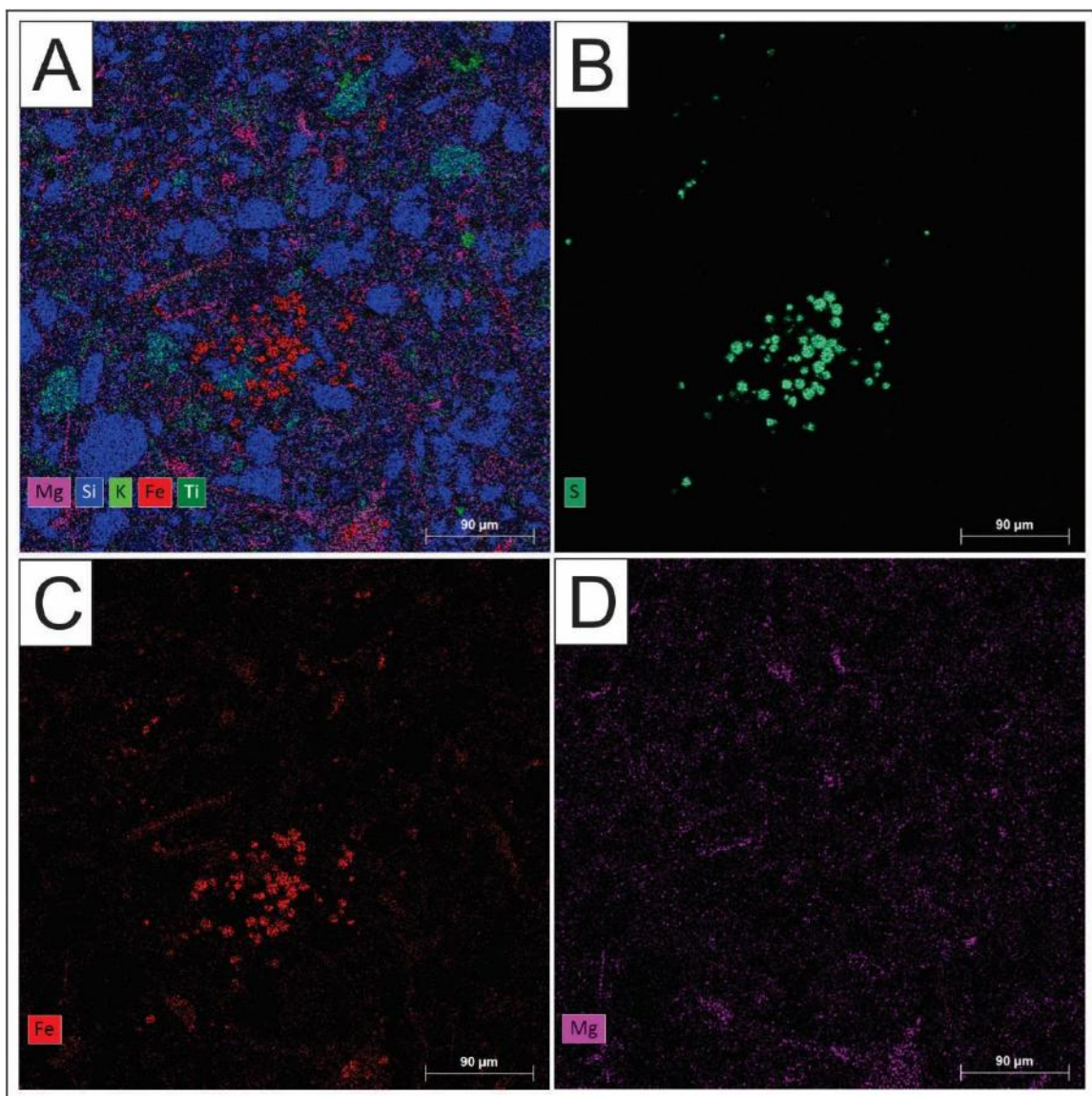


Figura 31 – MEV da profundidade 374,10 m. Em (A), o mapa dos elementos resalta uma porção mais síltica da microfácies; em (B) a ocorrência de pirita framboidal; em (C) além da pirita na porção central, há também siderita, conforme sobreposição com (D).

6.4.6 Microfácies M6

Diagnose: Siltito laminado

Descrição: Siltito fino a muito fino com laminação cruzada por ondas marcada pela intercalação entre grãos de diferentes tamanhos de silte. Possui uma alta porcentagem de cimento carbonático, provavelmente de siderita, e apresenta pirita framboidal dispersa na matriz, em menor proporção do que nas outras microfácies. Apresenta uma falha que está preenchida por cimento carbonático e laminação plano paralela, marcadas pela angulação diferenciada (Figura 32). A composição é predominada por quartzo, com presença de clorita e biotita em pequenas proporções. É fracamente bioturbado (IB = 1).

Interpretação: Resulta da deposição de silte por fluxo trativo gerado pela ação combinada de ondas e de correntes oriundas de eventos de tempestade.

Discussão: A microfácies é encontrada exclusivamente no topo da porção regressiva, associada a fácies Se, representando o momento de maior energia de toda a sequência (Figura 18, Quadro 3). Praticamente não apresenta bioturbação devido a alta energia do fluxo, que causava retrabalhamento do substrato, não registrando os icnogêneros e contribuindo para a preservação das estruturas sedimentares (Wilson & Schieber, 2015).

Tal qual a microfácies M3, por ser uma microfácies menos frequente na seção de estudo foram escolhidas outras amostras mais representativas para a análise no MEV/EDS.

O cimento carbonático, provavelmente siderita, se formou preenchendo a falha, a partir da interação de bactérias anaeróbicas que decompõem restos orgânicos (ver Capítulo 7.2).

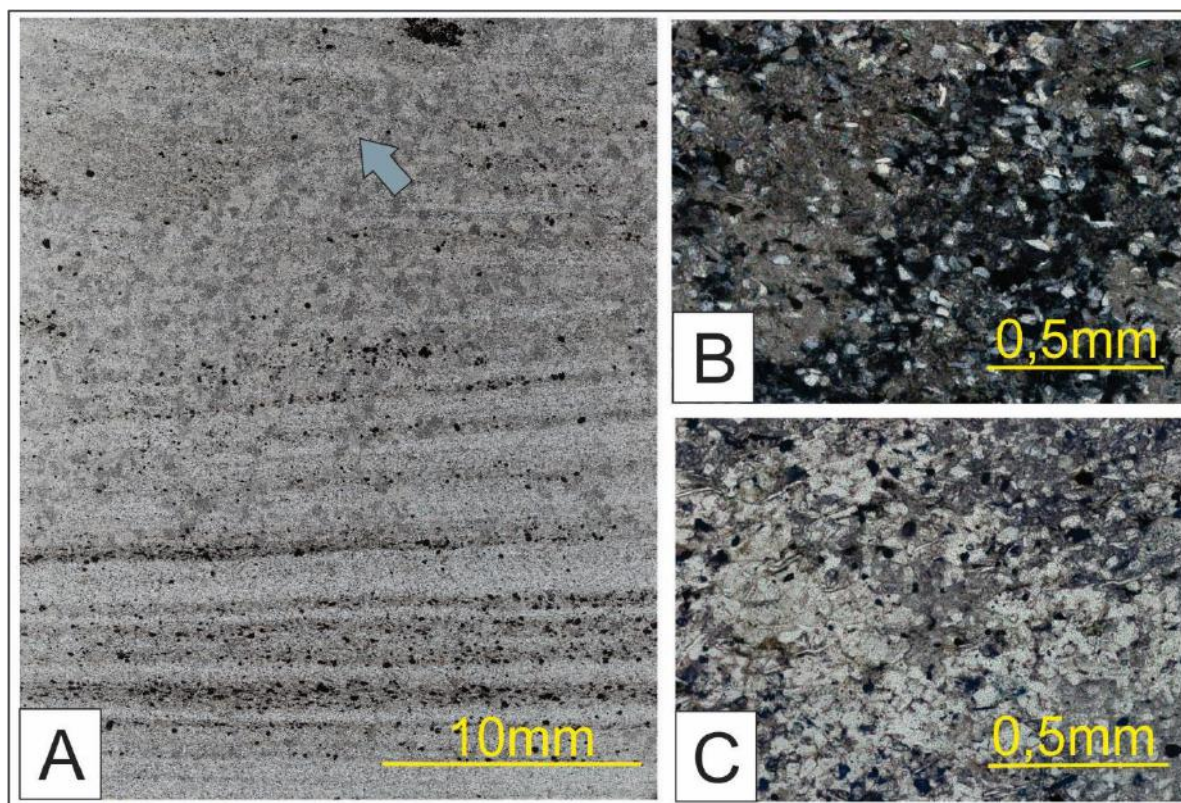


Figura 32 – Microfácies M6: siltito laminado. No fotomosaico (A) (345,00 m) destaca-se a laminação e a falha (seta cinza); as fotomicrografias (B) e (C) apresentam o cimento carbonático (345,00 m, aumento de 10x, nicois cruzados e paralelos, respectivamente).

6.5 Superfície de inundação máxima

A superfície de inundação máxima (SIM) foi posicionada com base na análise conjunta dos perfis geofísicos e dos aspectos petrográficos, de modo que coincide com o maior pico do *core gamma* do testemunho (Figura 10). Os perfis de raio-gama foram utilizados para a observação de tendências gerais, representadas pelas setas na Figura 18, não se atendo à valores absolutos, sempre analisados em conjunto com as mudanças litológicas descritas.

Entre as profundidades 390,00 m e 377,80 m há a ocorrência consecutiva de três tendências de aumento do raio-gama, o que pode ser considerado um indicativo de afogamento, enquanto a partir de 377,80 m há uma nova tendência de diminuição. Para a confirmação, foram observadas as lâminas das profundidades 374,10 m e 379,00 m, correspondentes à microfácies M5 (Figura 33).

A lâmina 379,00 m possui argilosidade mais alta da sequência de estudo (70%), o que foi interpretado como reflexo da aproximação à máxima inundação do sistema, enquanto a lâmina 374,10 m apresenta um aumento na porcentagem de silte ao ser comparada à lâmina subjacente, com argilosidade menor (55%), o que indica aumento da energia do fluxo e confirma a tendência do raio-gama. A SIM foi, então, posicionada em 377,80 m, onde termina a tendência de aumento do raio-gama (Figura 18).

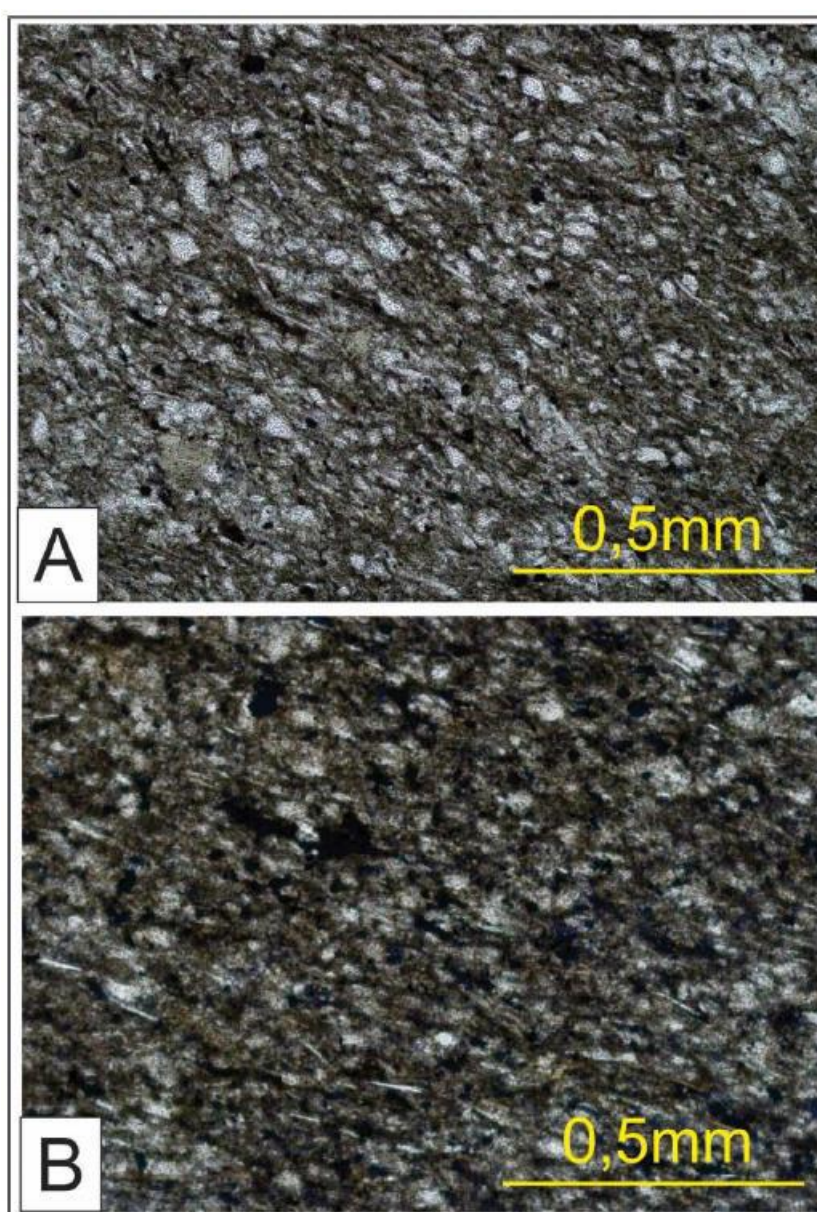


Figura 33 – Fotomicrografia com aumento de 10x em nicois paralelos das lâminas 374,10 m (A) e 379,00 m (B), que destaca a maior argilosidade da profundidade 379,00 m.

6.6 Sequências T–R de 4ª ordem

A sucessão de fácies (item 6.3) explicitou a existência de padrões que se repetem dentro das porções transgressiva e regressiva da sequência de estudo, que podem ser atestados após o detalhamento obtido pelas microfácies (item 6.5). Estes dados, aliados às tendências dos perfis de raio-gama, foram utilizados para observar ciclos de afogamento e raseamento de maior ordem dentro da sequência T–R de 3ª ordem, sendo, por fim, determinadas sequências T–R de 4ª ordem.

O perfil litofaciológico da Figura 34 sintetiza os resultados obtidos: estão representadas as lâminas, as amostras de MEV/EDS, as curvas de raio-gama, a superfície de inundação máxima da sequência T–R de 3ª ordem, as sequências T–R de 4ª ordem, as litologias, estruturas, índice de bioturbação, intervalos litológicos, fácies e microfácies.

Nos ciclos de 4ª ordem, no intervalo basal (432,60 m a 409,60 m), há siltitos bioturbados (Sb) na base, sucedidos por argilitos bioturbados (Ab) e argilitos laminados (Al) no topo deles em uma sucessão *finning upward*, característica das porções transgressivas.

Neste mesmo intervalo, as microfácies M1 e M2 apresentam uma relação direta, sendo a microfácies M1 sempre associada a fácies Ab, enquanto a microfácies M2 está na fácies Sb (Quadro 3, Figura 34), caracterizando tendências *coarsening upward* das porções regressivas.

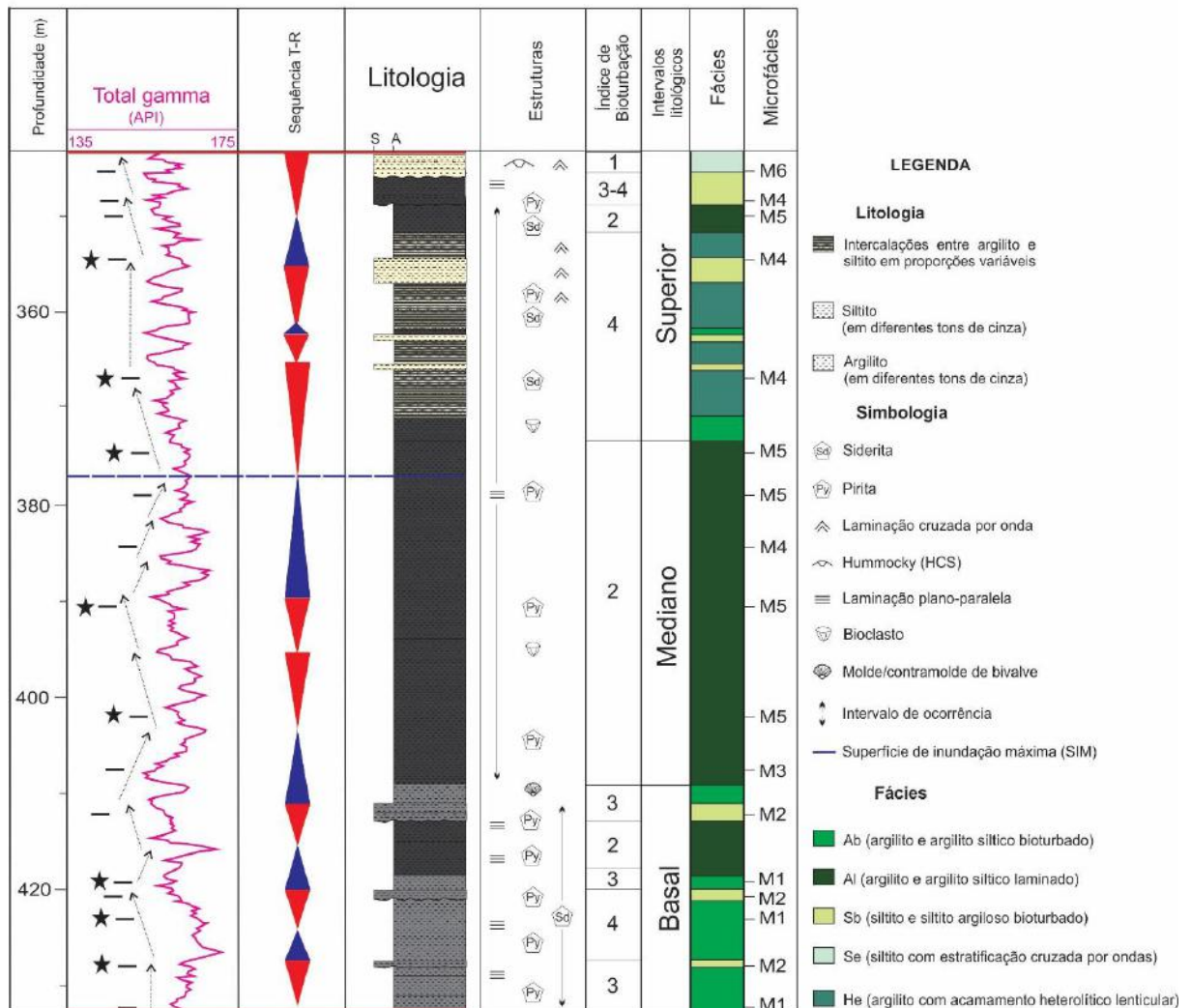


Figura 34 – Perfil litofaciológico na escala 1:500 que sintetiza os resultados obtidos pelo presente estudo. As profundidades das lâminas são identificadas pelos traços e as do MEV/EDS pelas estrelas. As setas representam as tendências gerais do perfil de raio-gama e a linha tracejada é a superfície de inundação máxima da sequência de 3ª ordem.

Nos intervalos mediano (409,60 m a 374,20) e superior (374,20 m a 343,60 m), as microfácies M4 e M5 são relacionadas, com a M4 posicionada no meio de porções transgressivas das sequências de 4ª ordem e a M5 sobreposta a ela, no topo das porções, caracterizando tendências *finning upward*. A inundação marinha das sequências é marcada pela ocorrência da microfácies M5, mais argilosa do que as demais microfácies. A relação entre M4 e M5 se inverte quando as microfácies são posicionadas na porção regressiva das sequências de 4ª ordem, com a M4 sobreposta à M5 em uma tendência *coarsening upward*.

De modo geral, as tendências marcadas pelo raio-gama correspondem bem aos ciclos de afinamento e engrossamento marcados pelas fácies e microfácies, no entanto ainda há algumas divergências, como pode ser observado no topo do intervalo superior, onde foi determinado uma porção transgressiva de uma sequência T-R de 4ª ordem enquanto há tendência de diminuição do raio-gama. Neste caso, a descrição litológica predominou na decisão da divisão das sequências, onde ocorre o empilhamento de siltito bioturbado, argilito com acamamento heterolítico lenticular e argilito laminado, formando uma sucessão *finning upward*.

7 DISCUSSÕES

7.1 Processos trativos atuantes na deposição de rochas microclásticas

Há diversos processos possíveis para a formação de rochas microclásticas, porém eles ainda são pouco estudados e difundidos, principalmente se comparados ao conhecimento acumulado sobre processos formadores de rochas macroclásticas. Por muito anos perdurou no meio científico o senso comum de que argilitos são formados em ambiente de baixa energia (Laycock *et al.*, 2017), uma visão desafiada por diversos autores, principalmente a partir da década de 1980, que afirmam que sedimentos finos podem ser depositados por processos de mais alta energia. As ideias destes autores serão expostas a seguir.

Os trabalhos sobre partículas floculadas desenvolvidos nas décadas de 1960 e 1970 (van Olphen, 1966; Partheniades *et al.*, 1969; Migniot, 1971; Krone, 1972; Kranck, 1973, 1975) foram o ponto de partida para o estudo de processos trativos atuantes na formação de rochas finas. O termo floculado se refere a ligações eletroquímicas entre partículas microclásticas (Laycock *et al.*, 2017), que formam ligações tão fortes que resistem ao esforço cisalhante induzido pela energia do fluxo (Partheniades *et al.*, 1969). Ao longo do tempo, a floculação contínua resulta em agregados cada vez maiores que podem chegar a mais altas velocidades, enquanto diminuem em densidade (Krone, 1963; Moon, 1972). Os fatores de controle mais importantes da floculação são a concentração de partículas no fluido que as suspende (Migniot, 1971) e a intensidade da turbulência (Krone, 1962; Partheniades, 1965).

Inicialmente, no transporte de partículas em suspensão, ocorrem muitas colisões sem que haja floculação. A ação da gravidade e de forças turbulentas causam uma variação aleatória na velocidade de transporte e na direção de partículas de diferentes tamanhos

(Krank, 1975). Partículas menores têm maior superfície relativa de área e vão flocular primeiro (van Olphen, 1966), enquanto os grãos maiores aderem aos floculados compostos por esses grãos menores. Progressivamente, floculados maiores são formados e transportados a velocidades mais uniformes e partículas colidem com menor frequência, até que se alcance um estado em que a velocidade do maior floculado é igual a velocidade do maior grão e assim a floculação é cessada (Krank, 1975).

Stow & Bowen (1980) já atestavam que argila depositaria rapidamente por fluxo trativo hidrodinâmico se estivesse suficientemente concentrada e floculada. Curran *et al.* (2004) também demonstraram a importância da contribuição de floculados de sedimentos finos em depósitos turbidíticos no sudeste do Canadá.

Schieber *et al.* (2007) e Schieber & Southard (2009) comprovaram a partir de experimentos em laboratório como as partículas floculadas de lama podem ser transportadas e depositadas através de processos trativos e de carga de fundo. As partículas variam de 0,1 mm a 1 mm, podendo migrar como *ripples* e sofrer acreção lateral, sendo desta forma depositadas a velocidades e taxas maiores, formando laminações sub-milimétricas de baixo ângulo. No entanto, devido ao alto conteúdo de água das *ripples* (aproximadamente 80% de seu volume), ocorre a tendência de reorientação das laminações inclinadas durante a compactação, momento no qual a água é expulsa, com os sedimentos assumindo características similares à laminação plano-paralela e petrotrama orientada, o que pode ser confundido com a laminação formada pela decantação em ambiente de baixa energia.

Para diferenciar este processo, Schieber *et al.* (2007) e Schieber & Southard (2009) citam três características como os principais indicadores diagnósticos da deposição de argila floculada: (i) a geometria da lâmina ser subitamente não-paralela; (ii) feição *downlap* na base de laminações; e (iii) presença de lâminas truncadas no topo. Os autores acreditam que este processo é muito comum, sendo responsável pela deposição de grandes volumes de rochas

microclásticas, principalmente no que se refere às seções espessas que levariam muito tempo para se formar por decantação, como por exemplo a fácies A1 definida neste trabalho (ver item 6.2.2).

Além destes autores, destaca-se o trabalho de Stow & Shanmungam (1980), que definiram o comportamento de uma sequência turbidítica composta por sedimentos finos, correspondentes ao topo da divisão C e às divisões D e E da sequência de Bouma (1962). O empilhamento ideal da sequência turbidítica fina descrita pelos autores é formado na parte basal por lutitos com *ripples*, microlaminação cruzada ou paralela e base erosiva (T0), com superposição de lutitos com laminação convoluta (T1), seguido de lutitos com laminações delgadas irregulares por *ripples* cavalgantes de baixa amplitude (T2), com laminação regular (T3), laminação indistinta (T4), laminação convoluta (T5), lamitos com gradação normal (T6), lamitos sem gradação (T7) e lamitos micro-bioturbados (T8). A sequência turbidítica fina foi utilizada na interpretação da microfácies M1 e M4, nas quais foram identificados gradação normal e laminação plano paralela, associados às porções T6 e T4–T6, respectivamente (Capítulo 6.4.1, 6.4.4). Stow & Bowen (1980) sugerem que depósitos turbidíticos finos sejam formados por floculados de silte e argila, que conforme experimentam aumento da turbulência próximo ao substrato se quebram e depositam de forma rápida.

Nas rochas do presente estudo a maior parte das feições deposicionais foram obliteradas pela ação biogênica, sendo difícil a identificação de estruturas. No entanto, baseado em fatores como a espessura das camadas lutíticas e algumas estruturas descritas nos Capítulos 6.2 e 6.4, o processo dominante das fácies e microfácies é o transporte de partículas tamanho silte e argila floculada em eventos episódicos, tanto pela espessura marcante dos depósitos (principalmente da fácies A1), quanto pela deposição em paleoambiente *offshore* proximal (ver item 7.3), que recebe frequentemente partículas de tamanho silte por fluxos trativos.

7.2 Minerais diagenéticos

Há vários fatores que regulam a precipitação de minerais na diagênese, como, por exemplo, a taxa de sedimentação, composição das águas nos poros, hidrogeologia, clima, latitude, flutuação do nível do mar, conteúdo de matéria orgânica, textura e composição dos sedimentos adjacentes (Morad, 1998). Na seção de estudo, destacam-se os minerais pirita, siderita e anquerita. Os dois primeiros ocorrem em todas as microfácies identificadas, enquanto o último é mais restrito, apresentando-se na microfácies M4.

De forma geral, pirita e siderita se formam na eodiagênese, na interface água-sedimento, em ambiente redutor. Sob estas condições, o ferro disponível no sistema preferencialmente forma pirita, um mineral mais estável, enquanto siderita precipita somente após a depleção de enxofre do meio (Curtis & Spears, 1968; Gautier, 1982; Morad, 1998). Em condições sub-óxicas, a redução de Fe gera Fe^{+2} , enquanto a redução de sulfato (SO_4^{2-}) para sulfeto de hidrogênio é feita por bactérias anaeróbicas que atuam quando os poros estão depletados em oxigênio dissolvido (ambiente anóxico) ou na interface água-sedimento (Morad, 1998). Esses íons reagem e formam preferencialmente pirita (FeS) até que todos os íons de SO_4^{2-} sejam consumidos.

Devido a isto, siderita é mais comum em sedimentos continentais e costeiros, que apresentam menor conteúdo dissolvido de sulfato em comparação às águas marinhas (Morad, 1998). Apesar de não ser o caso mais comum, é possível a precipitação de siderita marinha, caso haja elevadas taxas de sedimentação e depleção de sulfato abaixo da interface água-sedimento (Gautier, 1982). Quando o enxofre é depletado e existe excesso de Fe^{+2} , siderita pode precipitar em condições sub-óxicas em ambientes característicos de redução de sulfato (Leonowicz, 2007). Este processo necessita que os fluidos intersticiais possuam alta proporção Fe/Ca para que a precipitação de siderita prevaleça à da calcita.

Sabendo desta relação de precipitação preferencial de pirita, a presença de siderita em sedimentos com ocorrência de pirita, como é o caso do intervalo de estudo, indica que a precipitação do sulfeto de ferro não foi limitada pela disponibilidade de ferro, mas sim pela disponibilidade de enxofre (Gautier, 1982). A coexistência de pirita e siderita, reforçada por aspectos petrográficos, indica que o enxofre disponível foi esgotado após a formação de pirita, em um sistema abundante em ferro no qual foi possível a precipitação de siderita em uma segunda etapa.

Na literatura não são encontrados casos análogos aos minerais da porção basal do testemunho do poço 2-TB-1-PR, porém alguns trabalhos, expostos a seguir, se destacam pela maior semelhança com o caso estudado e podem auxiliar na pesquisa sobre os minerais diagenéticos da seção de estudo em trabalhos futuros.

7.2.1 Pirita

Na seção de estudo, em todas as fácies e microfácies, a pirita é encontrada com hábito framboidal, por vezes euédrica, tanto disseminada na matriz quanto preenchendo tubos de bioturbação, onde podem ser encontrados framboides substituindo palinomorfos (Figura 35).

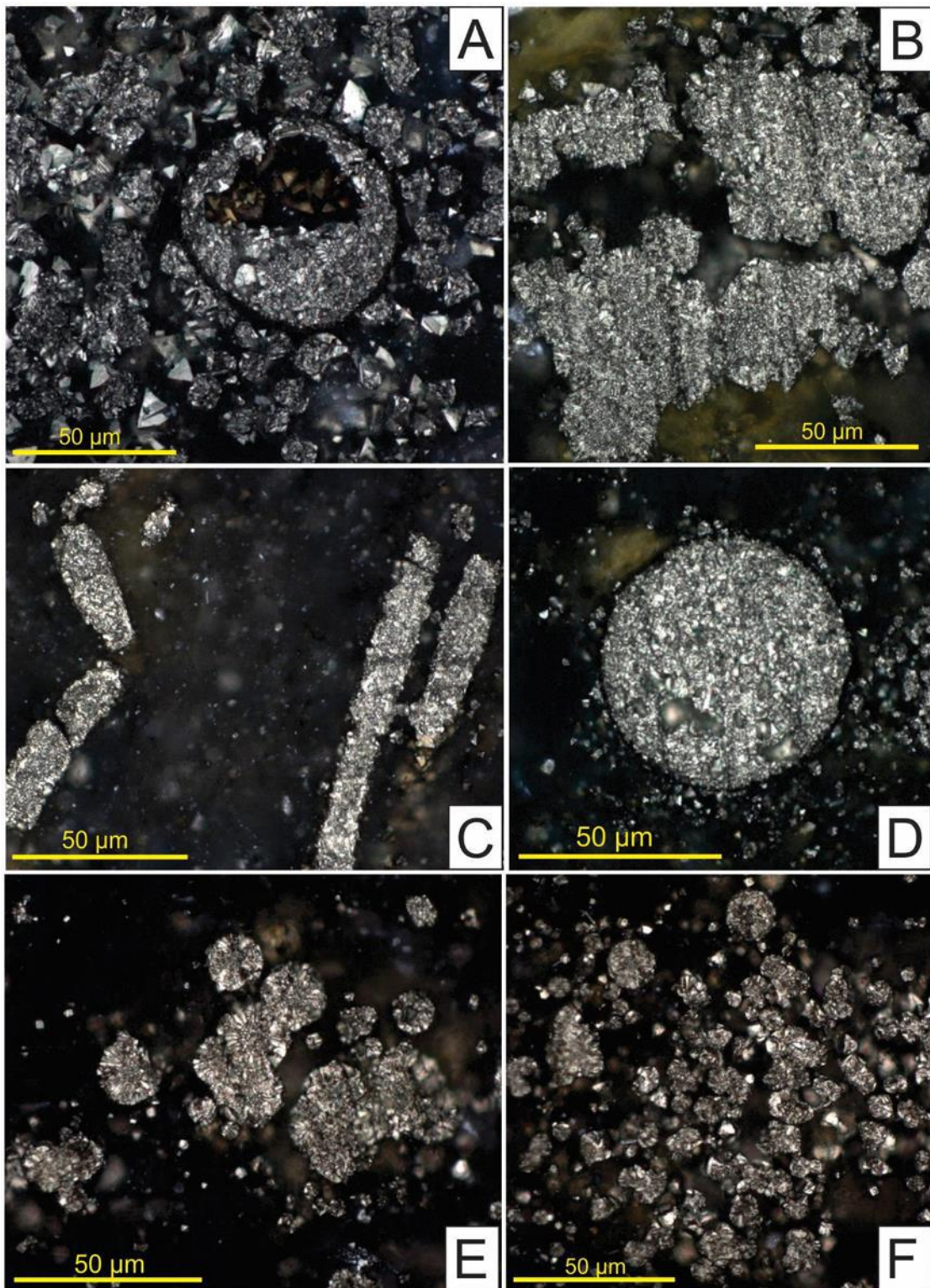


Figura 35 – Diferentes ocorrências de pirita. Em (A) (422,75 m), pirita framboidal substituindo um palinomorfo e euédrica disseminada; em (B) (374,10 m) e (C) (422,75 m) com hábito framboidal preenchendo bioturbações; em (D) (428,05 m) substituindo um palinomorfo; em (E) (374,10 m) framboidal disseminada; em (F) (422,75 m) framboidal e euédrica disseminadas.

O hábito de pirita mais comum do material é o framboidal, similar àqueles formados em sedimentos marinhos modernos e em folhelhos negros (Sawlowicz, 1993). Dentre as diversas hipóteses existentes para explicar a formação da pirita framboidal (Skei, 1988; Love & Amstutz, 1966; Berner, 1970), o fator comum entre elas é a disponibilidade de Fe^{+2} e SO_4^{-2} , este último podendo ser orgânico ou inorgânico. Em rochas sedimentares, geralmente a pirita framboidal é singenética (formada na coluna d'água) ou eodiagenética, mas também ocorrem casos de formação tardia na diagênese, como por exemplo a piritização de biotita (Menon, 1967).

Schieber (2002) explica a origem da pirita framboidal dentro de bioturbações, análogas àquelas que ocorrem em todo o intervalo de estudo (Figura 35B, C). Inicialmente, alguns organismos escavam o substrato e produzem um muco orgânico que ajuda na locomoção. Esse muco forma um substrato favorável para a ação de bactérias sulfato-redutoras, que agem criando produtos excretores que envenenam o próprio ambiente e o esteriliza contra futuras atividades por outros organismos, de forma que esse produto permaneça intocado até a litificação (Bradley, 1973), quando, por fim, precipita a pirita framboidal. Em alguns experimentos, Schieber (2002), além dos típicos framboides, também encontrou pirita euédrica, a qual atribuiu ao sobrecrescimento e recristalização durante o soterramento.

O trabalho de Reolid (2014) registra a piritização de radiolários e espículas, que pode ser similar ao processo de piritização de palinórfos encontradas no poço 2-TB-1-PR (Figura 35A, D). Neste caso, a forma e a ornamentação das espécies são preservadas como pirita de hábito framboidal, a partir da piritização precoce induzida pela decomposição de matéria orgânica por bactérias redutoras de sulfato. A piritização ocorreu logo após a morte dos organismos, na porção superior do sedimento, logo abaixo da interface água-sedimento, em condições disóxicas.

7.2.2 Siderita

Nas fácies Ab, Sb e, em menor proporção, na fácies Al, a siderita diagenética se apresenta em níveis normalmente contínuos, com espessura milimétrica e de coloração avermelhada. Microscopicamente, através das descrições petrográficas e das análises de MEV/EDS, foi possível distinguir siderita em três hábitos distintos: (i) siderita lamelar (Figura 23B, C), associada as microfácies M1 e M2; (ii) siderita esferulítica (Figura 24B), exclusiva da microfácies M3; (iii) siderita romboédrica (Figura 22C, 26F, 27C), que ocorre amplamente distribuída em todas as microfácies.

Ábalos & Elorza (2012) estudaram a formação de siderita em níveis contínuos, que se assemelha àquelas encontradas nas fácies Ab, Al e Sb e na microfácies M1. Segundo os autores, para a formação de siderita é necessário que os cátions de Fe^{+2} sejam transportados para o topo da sucessão sedimentar através de fluidos intersticiais, passando por camadas mais porosas até atingir um nível preferencial menos poroso, onde ocorre a precipitação de siderita. Esse transporte para o topo da sucessão ocorreria pela tendência de inversão do regime hidrodinâmico, no início da compactação, assim que os sedimentos marinhos começam a ser acumulados, processo que faz com que a água contida nesses sedimentos se torne depletada em sulfato (Curtis & Coleman, 1986). Neste contexto, os fluidos intersticiais, H_2CO_3^- e Fe^{+2} são os catalisadores da precipitação de siderita em uma camada específica, de forma rápida e lateralmente contínua, próxima a interface água-sedimento em um ambiente redutor, substituindo toda a camada.

Outra abordagem é feita no trabalho de Leonowicz (2007), no qual o processo formador dos hábitos lamelar e romboédrico pode ser similar. No trabalho da autora, a siderita foi formada antes da litificação dos sedimentos, através do processo de sideritização em restos orgânicos. O processo se deu inicialmente em ambiente sub-óxico, na zona de redução do

ferro, preferencialmente em camadas com alto teor de matéria orgânica, que estejam enriquecidas em Fe^{+2} e depletadas em sulfato. Para Leonowicz (2007), o rápido soterramento aliado à baixa permeabilidade das lamelas impediu a infiltração de água com oxigênio dissolvido nos sedimentos e com isto evitou a oxidação dos restos orgânicos, que conforme foram decompostos por bactérias anaeróbicas resultaram localmente em supersaturação de carbonato, gerando precipitados precoces de núcleos de siderita. Esses núcleos se transformam em locais preferenciais de crescimento de cristais, que se desenvolvem de forma muito rápida.

Além dos hábitos anteriormente mencionados, foi encontrado na porção de estudo grãos de siderita zonados (Figura 36), que de acordo com análises de EDS possuem três fases: uma com alto teor de ferro, outra com alto teor de magnésio e última com alto teor de manganês (Tabela 1). O hábito e o zoneamento destes cristais se assemelham ao "*fine-crystalline aggregate (Sa)*" de Leonowicz (2007), no qual o zoneamento dos cristais é resultante da diagênese, como resposta à evolução gradual da química das águas dos poros conforme a substituição de Mg^{+2} e Mn^{+2} , que podem ter sido trazidos por adição de novos componentes químicos no sistema por fluxos trativos, formando novos pequenos cristais que se agregaram aos cristais formados precocemente.

Apesar de identificar três hábitos distintos para os cristais de siderita, Leonowicz (2007), com base na similaridade textural existente entre eles, considera que eles possuem a mesma origem e assume que apenas o crescimento ocorre de formas distintas a depender da composição dos fluidos intersticiais e do espaço disponível.

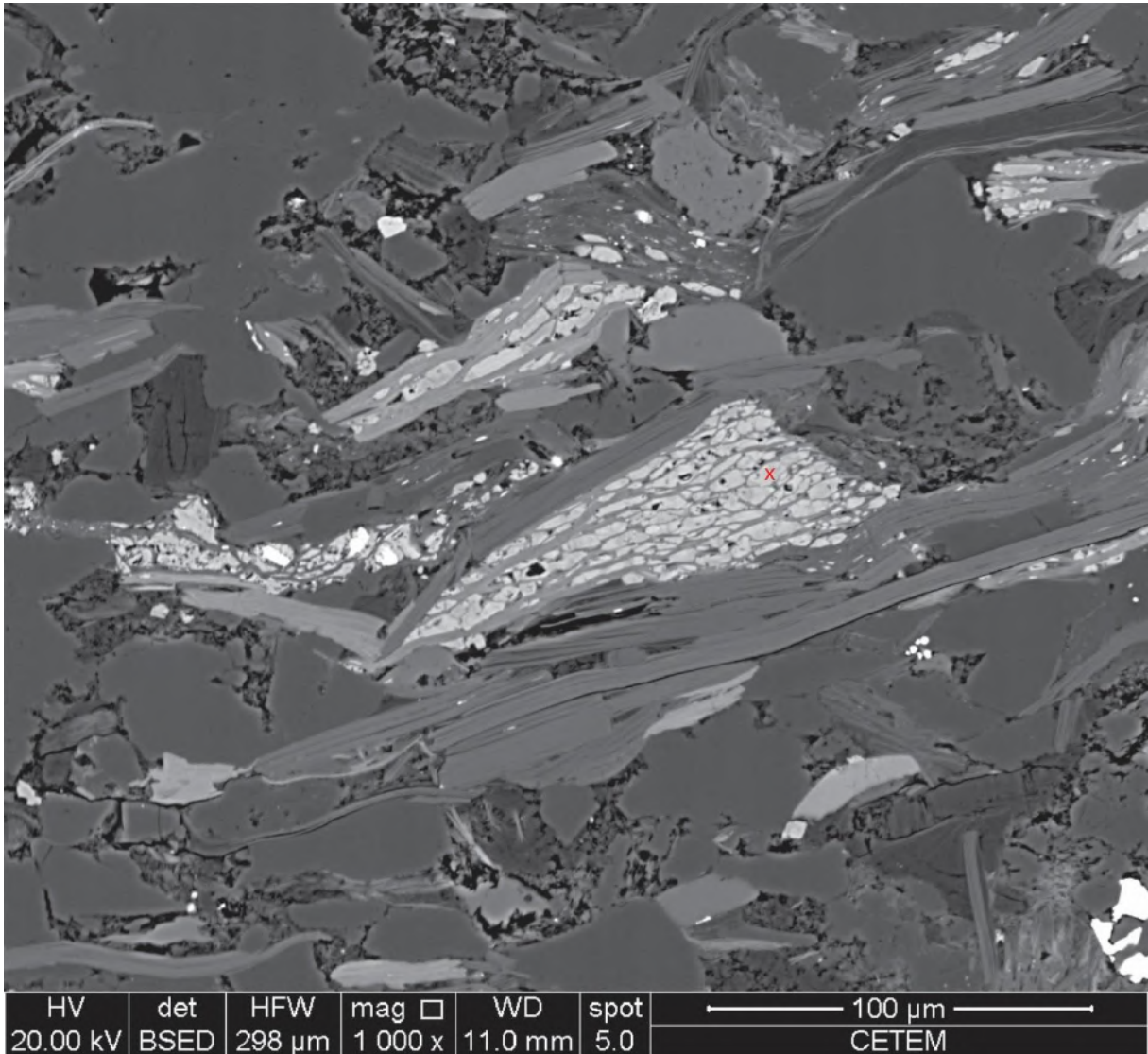


Figura 36 – MEV da profundidade 354,50 m, que apresenta siderita aproveitando as micas (provavelmente biotita) para crescer, apresentando-se zonada, com porções de alto ferro, alto magnésio e alto manganês. O “x” vermelho indica o local em que foi feita a análise EDS.

Tabela 1 – Análise EDS da amostra 354,50 m

Elemento	Massa (%)	Átomos (%)	Composição
Carbono	10,84743571	19,69497975	CO ₂
Oxigênio	43,95771193	59,91547452	
Magnésio	4,773021065	4,28257864	MgO
Silício	0,175111785	0,135969292	SiO ₂
Cálcio	1,608130254	0,875029717	CaO
Manganês	1,247464292	0,495179776	MnO
Ferro	37,39112497	14,6007883	FeO

A formação de siderita, conforme abordada na descrição das microfácies M2 e M3 (Capítulo 6.4.2, 6.4.3), pode ser oriunda da substituição de biotita na diagênese

(Rodrigues *et al.*, 2015), apresentando hábito alongado similar (Figura 36). A presença de siderita, mineral rico em ferro, pode ser associada à baixa presença de biotita na seção de estudo, que pode ser considerada resultante não de uma área fonte com pouca biotita, mas sim de sua substituição. A fonte de ferro que permite a precipitação de siderita lamelar e esferulítica seria a dissolução de biotita detrítica e, no caso do hábito esferulítico, posteriormente ela teria sido expandida (Rodrigues *et al.*, 2015).

7.2.3 Anquerita

A anquerita ocorre na microfácies M4, muitas vezes se confundindo com a siderita, sendo identificada exclusivamente pelo MEV/EDS. De forma geral, anquerita é formada a maiores profundidades de soterramento, na mesodiagênese, influenciada pela temperatura (Hendry *et al.*, 2000). Provavelmente ela substitui a siderita (Kaufman *et al.*, 1990) mas também pode, em alguns casos, ter substituído pequenos fragmentos de conchas de formato indefinido (Hendry *et al.*, 2000).

7.3 Modelo paleoambiental

Conforme visto nos capítulos 2.3.2 e 2.7, é difundido na literatura o ambiente marinho raso para a Formação Ponta Grossa, que é confirmado neste trabalho pelos aspectos icnológicos (organismos marinhos típicos de fauna bentônica), mineralógicos (presença de glauconita) e sedimentológicos (estratificação cruzada por ondas e *hummocky*). Com base na discussão das fácies, das microfácies e da interpretação dos processos sedimentares, é apresentado o modelo paleoambiental da seção de estudo (Figura 37).

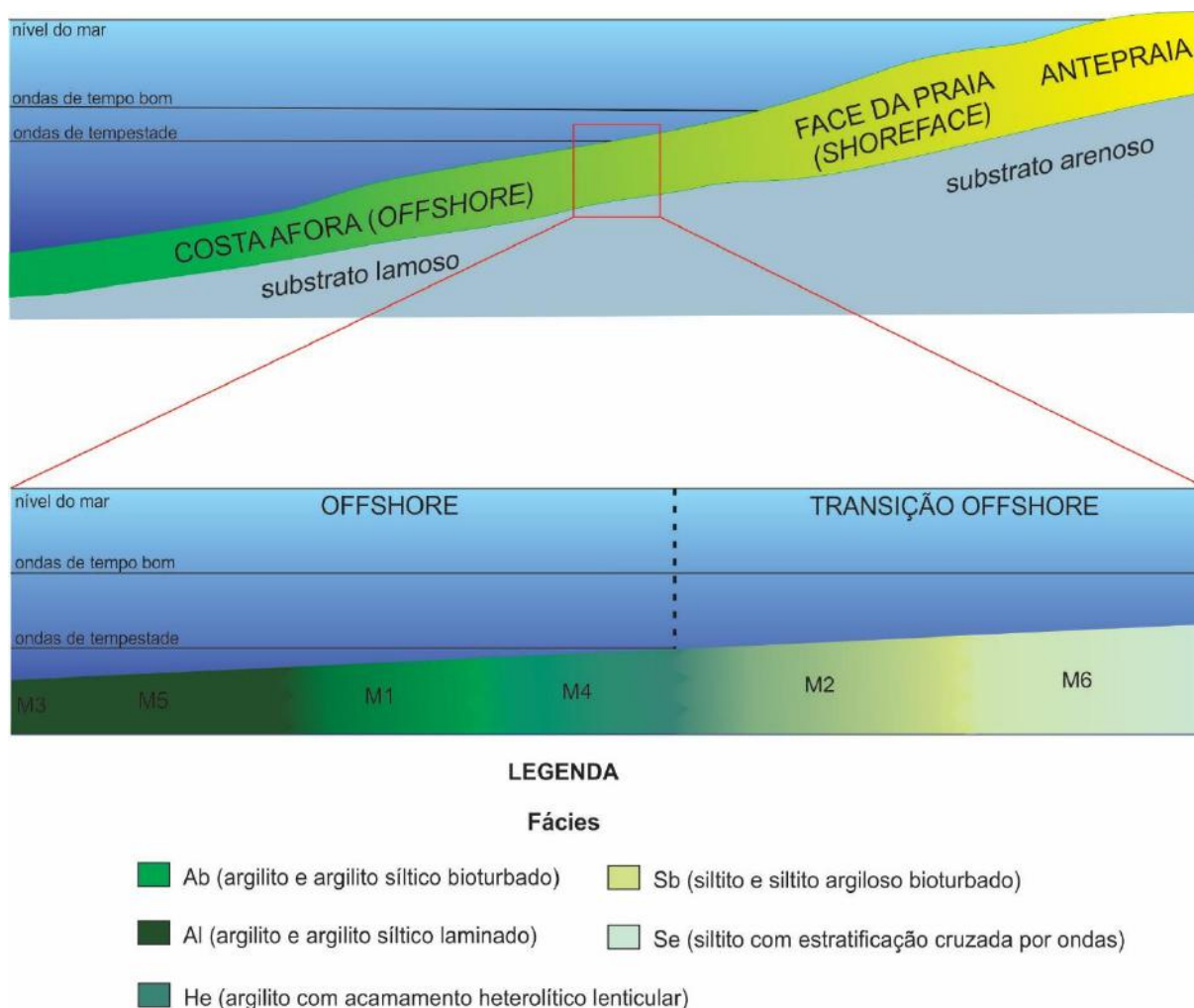


Figura 37 – A figura superior representa a plataforma continental e parte do perfil de praia, destacando através do retângulo vermelho a porção em que o modelo se posiciona, na zona de transição entre o *shoreface* e o *offshore* a *offshore* proximal. A segunda figura é o modelo paleoambiental que ilustra as fácies e microfácies da porção basal do testemunho 2-TB-1-PR.

A sedimentação da sequência de estudo ocorreu na plataforma continental, com sua porção mais distal sendo depositada em porções mais proximais do *offshore*, abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade (Figura 36). Nesta região predomina a deposição de finos, sujeita a ação de fluxos de maior energia.

Na porção mais proximal do modelo, na transição do *shoreface* para o *offshore*, o siltito com estratificação cruzada por ondas (Se) representa o evento de maior energia do sistema, sendo formado acima da zona de ação de ondas de tempestade (Myrow, 1992) que produzem a estratificação, com pouca bioturbação devido a maior energia que constantemente retrabalha os sedimentos (Wilson & Schieber, 2015). Com a energia um pouco menor, porém ainda com

alta oxigenação, o siltito apresenta-se intensamente bioturbado (Sb), que conforme se aproxima do *offshore* resulta em siltitos cada vez mais argilosos. Abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade, no *offshore* proximal, a intercalação dos processos deposicionais é oriunda de eventos episódicos, que transportam partículas maiores para porções mais distais, formando rochas com acamamento heterolítico lenticular (He).

Conforme atinge porções mais distais, a energia é cada vez menor, com predomínio de processos de mais baixa energia enquanto os fluxos que carregam sedimentos de tamanho silte ocorrem com menor frequência. Argila se deposita em maior proporção, porém ainda em ambiente oxigenado devido aos pulsos de sedimentação de partículas maiores, que propiciam o desenvolvimento da fauna (Zhang, 2014), resultando em argilitos e argilitos sílticos bioturbados (Ab). Na região mais distal deste modelo, ainda em *offshore* proximal, como reflexo da menor oxigenação, os argilitos são fracamente bioturbados e preservam as estruturas primárias, como laminação plano paralela (Al).

As microfácies são posicionadas no modelo paleoambiental conforme a ocorrência descrita no Quadro 3 e no Capítulo 6.4 deste trabalho, com a microfácies M6 representando o momento de maior energia, enquanto a microfácies M3 representa a anoxia do sistema, sendo posicionada na porção mais distal (Figura 37).

7.4 Modelo estratigráfico

As relações discutidas nos capítulos 6.3 e 6.6 foram utilizadas para a elaboração de um modelo estratigráfico que mostra o empilhamento das fácies e microfácies das sequências T-R de 4ª ordem (Figura 38), no qual foi observado o comportamento faciológico da base, meio e topo das porções transgressivas e regressivas das sequências, em busca de padrões

deposicionais. Além disso, foi necessário interpretar o comportamento da energia de fluxo e da oxigenação do sistema para posicionar as fácies e microfácies de forma coerente.

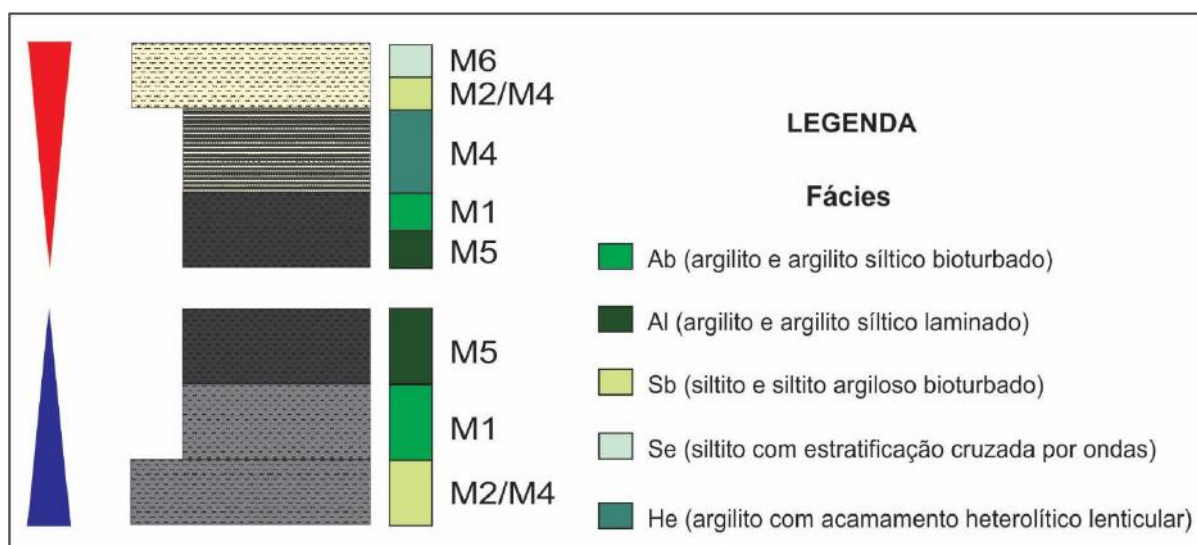


Figura 38 – Modelo estratigráfico das sequências de 4ª ordem da porção basal da formação Ponta Grossa no poço 2-TB-1-PR, com as sequências representadas pelos triângulos azul (transgressivo) e vermelho (regressivo).

O modelo estratigráfico é uma idealização, portanto em muitos casos as sucessões são encontradas incompletas, sem a presença de uma das fácies/microfácies, o que pode indicar um dos seguintes fatores: erosão da seção, com a não preservação de uma das camadas que a compõe (Arthur & Sageman, 1994; Zhang, 2014); ou ciclos de maior ordem incompletos, sem que o máximo ou mínimo de energia da porção tenham sido atingidos, o que levaria a não deposição de sua porção basal ou superior. É mais comum na seção de estudo que as porções regressivas estejam incompletas em relação às transgressivas.

Neste modelo, a base da porção transgressiva (Figura 38) apresenta siltitos bioturbados, caracterizados pela fácies Sb, podendo apresentar as microfácies M2 ou M4, que se diferenciam pela argilosidade, maior na M4, pela presença de siderita lamelar na microfácies M2 e de anquerita na M4. A deposição destas microfácies depende da posição paleoambiental (Figura 37), que controla os processos deposicionais e as condições de formação dos minerais

diagenéticos. Esta é a maior granulometria encontrada na porção e marca o início dos ciclos transgressivos.

Conforme aumenta o nível do mar, se depositam sedimentos de granulometria mais fina, apresentando no meio da porção argilitos bioturbados, referentes à fácies Ab e à microfácies M1. Com a progressão do aumento do nível do mar, o que causa menor oxigenação, que leva à deposição de argilitos escuros laminados fracamente bioturbados, pertencentes à fácies Al, com representação na microfácies M5, que marcam o afogamento do sistema.

Na porção regressiva do modelo, a base é caracterizada por argilitos laminados, representados pela fácies Al com ocorrência da microfácies M5. Este é o momento de menor energia da porção, ainda com baixos níveis de oxigenação. Acima, ocorrem argilitos bioturbados, representados pelas fácies Ab e microfácies M1, o que indica leve aumento de energia e maior oxigenação.

Conforme o sistema ganha energia, aumenta a proporção de partículas de tamanho silte, marcados por argilitos com acamamento heterolítico lenticular, característica da fácies He, ocorrendo a microfácies M4. Sobrepostos à eles, são depositados siltitos, que primeiro apresentam-se bioturbados, conforme as fácies Sb, com ocorrência das microfácies M2 ou M4. No topo da sequência, no momento de maior energia, os siltitos apresentam estratificação cruzada por ondas, caracterizados pela fácies Se e microfácies M6.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho resultou na caracterização sedimentológica e estratigráfica de alta resolução de uma sequência T–R de 3ª ordem da porção basal da Formação Ponta Grossa, com a definição de cinco fácies sedimentares e seis microfácies a partir de aspectos litológicos, petrográficos e composicionais.

Um estudo detalhado de microfácies busca distinguir aspectos faciológicos que, devido ao tamanho diminuto dos grãos das rochas ($< 0,063$ mm), não podem ser observados em escala macroscópica, sendo esperado que ocorra mais de uma microfácies em uma mesma fácies. A fácies Al é representada por três microfácies (M3, M4 e M5), revelando diferentes tendências, enquanto a microfácies M4 ocorre em três fácies distintas (He, Sb e Al), sendo este um aspecto inesperado.

A superfície de inundação máxima (SIM) da sequência T–R de 3ª ordem, objeto do presente estudo, foi estabelecida através de aspectos petrográficos e das tendências dos perfis de raio-gama do poço e *core-gamma* do testemunho. A utilização conjunta das técnicas foi necessária, pois não seria possível distinguir o momento de maior afogamento do sistema sem a observação das tendências no perfil de raio-gama, o que foi confirmado pela descrição de duas lâminas.

As diferentes sucessões de fácies e a relação entre as microfácies, aliadas às tendências do raio-gama, se mostraram eficazes para a definição de sequências T–R de 4ª ordem. As técnicas se complementam, elucidando aspectos ambíguos umas das outras. Como exemplo, foram utilizados os perfis de raio-gama para identificar tendências de afinamento ou engrossamento em intervalos onde não haviam lâminas petrográficas, e os aspectos descritivos serviram para determinar o posicionamento das sequências quando as tendências

do raio-gama não estavam bem definidas. As sequências T–R de 4ª ordem representam um detalhamento da porção basal da Formação Ponta Grossa inédito na literatura.

A partir da caracterização das rochas em diferentes escalas de detalhe foi possível discutir os processos sedimentares envolvidos, propondo um modelo paleoambiental que ilustra o posicionamento lateral das fácies e microfácies na plataforma continental, na porção de transição entre o *shoreface* e o *offshore* a *offshore* proximal, o que corrobora a interpretação paleoambiental difundida na literatura, chamando a atenção para a maior influência de processos trativos na deposição de rochas microclásticas.

Além disso, o modelo estratigráfico das sequências T–R de 4ª ordem relacionou os aspectos litológicos, petrográficos e icnológicos descritos aos momentos de afogamento e de raseamento do sistema, caracterizando a sucessão faciológica ideal das porções transgressivas e regressivas das sequências. Desse modo, o presente trabalho definiu tanto a disposição lateral quanto o empilhamento de camadas das sequências T–R de 4ª ordem. Para trabalhos futuros, os modelos podem ser utilizados a título de comparação com outros modelos no mesmo testemunho ou até em outras porções da bacia.

Recomenda-se a realização de estudos detalhados, com maior número de análises de MEV/EDS e análises isotópicas, voltados para a caracterização dos minerais diagenéticos encontrados no testemunho do poço 2-TB-1-PR, para identificar novas respostas estratigráficas das diferentes formas de ocorrência da siderita, pirita e anquerita.

Referências bibliográficas

- ÁBALOS, B.; ELORZA, J. Structural diagenesis of siderite layers in black shales (Albian Black Flysch, Northern Spain). **Journal of Geology**, v. 120, n. 4, p. 405–429, 2012.
- ANDRADE, S. M.; CAMARÇO, P. E. N. Estratigrafia dos sedimentos devonianos do flanco nordeste da Bacia do Paraná. **Congresso Brasileiro de Geologia**, p. 2828-2836, 1980.
- ANDRADE, S. M.; CAMARÇO, P. E. N. Sequências sedimentares pré-carboníferas dos flancos nordeste da Bacia do Paraná e sudoeste da Bacia do Parnaíba e suas possibilidades uraníferas. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, 32.,1982, Salvador**, v. 5, p. 2132-2144, 1982.
- ARTHUR, M. A.; SAGEMAN, B. B. Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 22, n. 1, p. 499-551, 1994.
- ASSINE, M. L. Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil, Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 1996.
- ASSINE, M. L. Fácies, icnofósseis, paleocorrentes e sistemas deposicionais da Formação Furnas no flanco sudeste da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 3, p. 357-370, 1999.
- ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; MILANI, É. J. Sequências Tectono-Sedimentares Mesopaleozóicas Da Bacia Do Paraná, Sul Do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 24, n. 2, p. 77–89, 1994.
- ASTINI, R. A. *et al.* La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. **Congreso Geológico Argentino**, p. 293-324., 1996.
- BAHLBURG, H.; BREITKREUZ, C. Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes (northwestern Argentina and northern Chile). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 4, n. 3, p. 171-188, 1991.
- BERGAMASCHI, S. Análise estratigráfica do Siluro-Devoniano (formações Furnas e Ponta Grossa) da sub-bacia de Apucarana, bacia do Paraná, Brasil, Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 167 p., 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. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 172 p., 1992.
- BERGAMASCHI E., S.; PEREIRA, E. Caracterização de Sequências deposicionais de 3ª ordem para o Siluro-Devoniano na Sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil. **Ciência Técnica do Petróleo**, v. 20, p. 63–74, 2001.
- BERNER, R. A. Sedimentary pyrite formation. **American journal of science**, v. 268, n. 1, p. 1-23, 1970.
- BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R.; MARQUES F. P. L. Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica. **Boletim da Universidade Federal do Paraná**, n.

18, 114 p., 1966.

BORGHI, L. Caracterização e análise faciológicas da Formação Furnas (Prídoli-Devoniano inferior) em afloramentos do bordo leste da bacia sedimentar do Paraná, Estado do Paraná, Brasil. 227p. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 227 p., 1993.

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

BORGHI, L. Visão geral da análise de fácies sedimentares do ponto de vista da arquitetura deposicional. **Boletim do Museu Nacional**, Geologia, n. 53, 26 p., 2000.

BOSETTI, E. P. *et al.* Primeira ocorrência de *Lingulepis* (Brachiopoda-Obolidae) no Devoniano do estado do Paraná, Brasil. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi Ciências Naturais**, v. 5, n. 2, p. 151-164, 2010.

BOUMA, A. H. Sedimentology of some flysch deposits. **Agraphic approach to facies interpretation**, v. 168, 1962.

BRADLEY, J. Zoophycos and umbellula (Pennatulacea): Their synthesis and identity. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 13, n. 2, p. 103–128, 1973.

BRETT, C. E.; ALLISON, P. A. Paleontological approaches to the environmental interpretation of marine mudrocks. **Shales and Mudstones, Vol. 1: Basin Studies, Sedimentology, and Paleontology**, p. 301–349, 1998.

BROMLEY, R. G.; EKDALE, A. A. Composite ichnofabrics and tiering of burrows. **Geological Magazine**, v. 123, n. 1, p. 59–65, 1986.

CARELLI, T. G.; BORGHI, L. Caracterização de microfácies sedimentares em folhelhos da Formação Ponta Grossa (Devoniano) na borda leste da Bacia do Paraná. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 34, n. 2, p. 84-104, 2011.

CLARKE, J. M. Fósseis devonianos do Paraná. **Serviço Geológico e Mineralógico Brasileiro**, 353 p., 1913.

CORDANI, U. G. *et al.* Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Ciência. Técnica. Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo**, n. 14, p. 1-70, 1984.

CURRAN, K. J. *et al.* Inferring the mass fraction of floc-deposited mud: Application to fine-grained turbidites. **Sedimentology**, v. 51, n. 5, p. 927–944, 2004.

CURTIS, C. D.; COLEMAN, M. L. Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite and siderite concretions in complex depositional sequences. **Roles of organic matter in sediment diagenesis**, p. 23–33, 1986.

CURTIS, C. D.; SPEARS, D. A. The formation of sedimentary iron minerals. **Economic Geology**, v. 63, n. 3, p. 257–270, 1968.

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

DINIZ, M. N. Interpretação ambiental da Formação Ponta Grossa na parte central da Bacia do Paraná: um estudo de subsuperfície. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 148p.,

1985.

DINO, R. Palynostratigraphy of the Silurian and Devonian sequence of the Paraná Basin, Brazil. **Ordovician-Devonian Palynostratigraphy in Western Gondwana: Update, Problems and Perspectives**, p. 27-61, 1999.

DINO, R.; BERGAMASCHI, S.; PEREIRA, E.; MELO, J. H.G.; LOBOZIAK, S.; STEEMANS, P. Biochronostratigraphic investigations of the Pragian and Emsian stages on the southeastern border of the Paraná Basin. **Simpósio de Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná: Boletim de Resumos Expandidos**, p. 19-25, 1995.

DINO, R.; RODRIGUES, M. A. C. Palinomorfos eodevonianos da Formação Furnas-Bacia do Paraná. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 67, n. 1, p. 107-116, 1995.

DROSER, M. L.; BOTTJER, D. J. Ordovician increase in extent and depth of bioturbation: Implications for understanding early Paleozoic ecospace utilization. **Geology**, v. 17, n. 9, p. 850-852, 1989.

EMBRY, A. F. (2002). Transgressive-regressive (TR) sequence stratigraphy. **Sequence Stratigraphic Models for Exploration and Production: Evolving Methodology, Emerging Models and Application Histories**, v. 22, p. 151-172.

EVANS, J. W. The geology of Matto Grosso, particularly the region drained by the Upper Paraguay. **Quarterly Journal of the Geological Society**, v. 50, n. 2, p. 85-104, 1894.

FERNANDES, L. A. *et al.* Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n.4, p. 723-734, 2000.

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

GAUTIER, D. L. Siderite concretions: indicators of early diagenesis in the Gammon shale (Cretaceous). **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 52, n. 3, p. 859-871, 1982.

GERRIENNE, P.; BERGAMASCHI, S.; PEREIRA, E.; RODRIGUES, M. A. C.; STEEMANS, P. An Early Devonian flora, including Cooksonia, from the Paraná Basin (Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 116, n. 1-2, p. 19-38, 2001.

GOHRBANDT, K. H. A. Paleozoic paleogeographic and depositional developments on the central proto-Pacific margin of Gondwana: Their importance to hydrocarbon accumulation. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 6, n. 4, p. 267-287, 1993.

GRAHN, Y. Devonian chitinozoan biozones of Western Gondwana. **Acta Geologica Polonica**, v. 55, n. 3, p. 211-227, 2005.

GRAHN, Y. Chitinozoan biostratigraphy in the devonian outcrop belt of the east part of the Paraná Basin, Brazil. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, p. 1-28, 1997.

GRAHN, Y. *et al.* Palynology and sequence stratigraphy of three Devonian rock units in the Apucarana Sub-basin (Paraná Basin, south Brazil): additional data and correlation. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 198, p. 27-44, 2013.

GRAHN, Y. Revision of Silurian and Devonian strata of Brazil. **Palynology**, v. 16, n. 1, p. 35-61, 1992.

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.

GRAHN, Y.; PEREIRA, E.; BERGAMASCHI, S. Silurian and Lower Devonian chitinozoan biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay. **Palynology**, Dallas, n. 24, 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**, Dallas, n. 26, p. 135-165, 2002.

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.

KAUFMAN, A. J.; HAYES, J. M.; KLEIN, C. Primary and diagenetic controls of isotopic compositions of iron-formation carbonates. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 54, n. 12, p. 3461–3473, 1990.

KRANCK, K. Sediment deposition from flocculated suspensions. **Sedimentology**, v. 22, n. 1, p. 111–123, 1975.

KRANCK, K. Flocculation of suspended sediment in the sea. **Nature**, v. 246, n. 5432, p. 348, 1973.

KRONE, R. B. Flume Studies of the Transport of Sediments in Estuarial Shoaling Processes Final Report. University of California, 1962.

KRONE, R. B. A study of rheologic properties of estuarial sediments. University of California, 1963.

KRONE, R. B. A field study of flocculation as a factor in estuarial shoaling processes. **Technical Bulletin**, n. 19, p. 62, 1972.

LAYCOCK, D. P. *et al.* Identification, characterization, and statistical analysis of mudstone aggregate clasts, Cretaceous Carlile Formation, Central Alberta, Canada. **Marine and Petroleum Geology**, v. 84, p. 49–63, 2017.

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.

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

LEONOWICZ, P. Origin of siderites from the Lower Jurassic Ciechocinek Formation from SW Poland. **Geological Quarterly**, v. 51, n. 1, p. 67–78, 2007.

LOBOZIAK, S. *et al.* Miospore evidence for pre-Emsian and latest Famennian sedimentation in the Devonian of the Paraná Basin, south Brazil. 1995.

LOBOZIAK, S.; STEEMANS, Philippe; BORGHI, L. New miospore evidence of Pragian age for the lower Ponta Grossa Formation (Devonian, Paraná Basin) in the Chapada dos Guimaraes area, Mato Grosso State, Brazil, 1998.

LOBOZIAK, S.; STREEL, M.; BURJACK, M. I. A. Miospores du Dévonien moyen et supérieur du bassin du Paraná, Brésil: systématique et stratigraphie. **Sciences Géologiques Bulletin**, Strasbourg, v. 41, n. 3-4, p. 351-377, 1988.

LOVE, L. G.; AMSTUTZ, G. C. Review of microscopic pyrite: Fortschr. **Mineral**, v. 43, p. 273-309, 1966.

MAACK, R. Characteristic features of the paleogeography and stratigraphy of the Devonian of Brazil and South Africa. **Problems in Paleoclimatology**, p. 258-293, 1963.

MELO, J. H. G. The Malvinokaffric Realm in the Devonian of Brazil: Devonian of the World. **Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir**, p. 669-703, 1988.

MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S. Devonian – Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 124, n. 3-4, p.131-202, 2003.

MENON, K. K. Origin of diagenetic pyrite in the Quilon Limestone, Kerala, India. **Nature**, v. 213, n. 5082, p. 1219-1220, 1967.

MIALL, A. D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth-Science Reviews**, v. 22, n. 4, p. 261-308, 1985.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, p. 265–279, 2004.

MILANI, E. J. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 255p., 1997.

Milani, E. *et al.* Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências - Petrobras**. v. 15, p. 265-287, 2007.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Paleozoic orogenies in southwestern Gondwana and the subsidence cycles of the Parana Basin/Orogenias paleozoicas no dominio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidencia da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 4, p. 473–484, 1998.

MILANI, E. J.; ZALAN, P. V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. **Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences**, v. 22, n. 3, p. 199-205, 1999.

MIGNIOT, C. Utilisation de jauges radioactives pour prevoir les conditions de tassement des sediments fins ou mesurer la densite des sols dans les carottes de forage. **Laboratoire Central d'Hydraulique de France**, 5 p., 1971.

MOON, C. F. The microstructure of clay sediments. **Earth-Science Reviews**, v. 8, n. 3, p. 303-321, 1972.

- MORAD, S. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. **The International Association of Sedimentologists**, v. 26, p. 1-26, 1998.
- MOREIRA, M. I. C.; Borghi, L.; Fernandes, A. C. S. A primeira ocorrência do icnogênero *Arthropycus* Hall, 1852 na Formação Furnas (bacia do Paraná). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 70, p. 151 (Resumo), 1998.
- MORGAN, W. J. Convection plumes in the lower mantle. **Nature**, v. 230, p. 42-43, 1971.
- MYROW, P. M. Trends for an Ancient Muddy Shoreline and Shelf 1. **Journal of Sedimentary research**, v. 62, n. August 1990, p. 99-115, 1992.
- OLIVEIRA, E. P de. O terreno devoniano do sul do Brasil. **Annaes da Escola de Minas de Ouro Preto**, v. 14, p. 31-41, 1912.
- PARTHENIADES, E. Erosion and deposition of cohesive soils. **Journal of the Hydraulics Division**, v. 91, n. 1, p. 105-139, 1965.
- PARTHENIADES, E. *et al.* Discussion of "Measurement of turbulence in Water,". **Journal of Hydrological Engineering**, p. 155-168, 1969.
- PASSOS, Felipe Vasconcelos dos. Modelagem de eletrofácies do intervalo devoniano do Poço 2-TB-1-PR, Borda Leste da Bacia do Paraná, Trabalho Final de Curso, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 73 p., 2018.
- PEDERSEN, G. K. Thin, fine-grained storm layers in a muddy shelf sequence: an example from the Lower Jurassic of the Stenlille 1 well, Denmark. **Journal of the Geological Society**, v. 142, n. 2, p. 357-374, 1985.
- PEMBERTON, S. G. *et al.* Applications of ichnology to petroleum exploration. **SEPM Core Workshop**, p. 429, 1992.
- PEREIRA, E.; BERGAMASCHI, S. Estudo da evolução tectono-sedimentar das sequencias ordoviciana, siluriana e devoniana nas sub-bacias de Apucarana e Alto Garças, Bacia do Paraná, Gondwana Ocidental. **Simpósio Sul-Americano do Siluro-Devoniano. Estratigrafia e Paleontologia**, 1, Ponta Grossa, Anais. Ponta Grossa, PMPG/UEPG/UFPR, pp. 289-287, 1996
- PETRI, S. Contribuição ao estudo do Devoniano paranaense. **Boletim DNPM/DGM**, v. 129, n. 129, p. 1-125, 1948.
- PETRI, S.; FULFARO, V. J. Bacia do Parnaíba. **Geologia do Brasil (Fanerozóico)**, p. 110-117, 1983.
- PIPER, D. J. W. Turbidite origin of some laminated mudstones. **Geological Magazine**, v. 109, n. 2, p. 115-126, 1972.
- PLANTZ, J. B. *et al.* Caracterização litológica do testemunho do poço 2-TB-1-PR, borda leste da Bacia do Paraná. 30 p., submetido.
- POWELL, C. *et al.* Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana. **Geology**, v. 21, n. 10, p. 889-892, 1993.
- RAMOS, A. N. *et al.* Aspectos paleo-estruturais da Bacia do Paraná e sua influência na sedimentação. **Boletim Técnico da Petrobrás**, v. 13, n. 3-4, p. 85-93, 1970.

RAMOS, V. A. Field Guide to Geology of the Central Andes (31°-33°SL). **International Union of Geological Sciences**, 68 p., 1990.

REOLID, M. Pyritized radiolarians and siliceous sponges from oxygen-restricted deposits (Lower Toarcian, Jurassic). **Facies**, v. 60, n. 3, p. 789–799, 2014.

RODRIGUES, A. G. *et al.* Paleoenvironmental implications of early diagenetic siderites of the Paraíba do Sul Deltaic Complex, eastern Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 323, p. 15–30, 2015.

SAWLOWICZ, Z. Pyrite framboids and their development: a new conceptual mechanism. **Geologische Rundschau**, v. 82, n. 1, p. 148–156, 1993.

SCHIEBER, J. Sedimentary pyrite: A window into the microbial past. **Geology**, v. 30, n. 6, p. 531–534, 2002.

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

SKEI, J. M. Formation of framboidal iron sulfide in the water of a permanently anoxic fjord-Framvaren, South Norway. **Marine chemistry**, v. 23, n. 3-4, p. 345-352, 1988.

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Research*, v. 24, p. 151–158, 1954.

SOARES, P.C. Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná - controles. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Monografia para concurso de Professor Titular, 131 p., 1991.

STOW, D. A.; BOWEN, A. J. A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediment by turbidity currents. **Sedimentology**, v. 27(1), p. 31-46, 1980.

STOW, D. A. V.; PIPER, D. J. W. Deep-water fine-grained sediments: Facies models. **Geological Society Special Publication**, v. 15, p. 611–646, 1984.

STOW, D. A. V.; SHANMUGAM, G. Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. **Sedimentary Geology**, v. 25, n. 1–2, p. 23–42, 1980.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M.; THOMPSON, S. Sismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. **American Association of Petroleum Geologists Memoir**, v. 26, p. 63-81, 1977.

VAN OLPHEN, H. An introduction to Clay Colloid Chemistry. **Interscience Publishers**, New York, 1966.

WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **The journal of geology**, v. 30, p. 377-392, 1922

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.

ZALÁN, P. V. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, p. 595-613, 2004.

ZALÁN, P. V. *et al.* A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 3, p. 242-252, 1987.

ZALÁN, P. V. *et al.* The Parana Basin, Brazil: Chapter 33: Part II. **Selected Analog Interior Cratonic Basins: Analog Basins**, 1990.

ZHANG, L. J. Lower Devonian tempestites in western Yangtze, South China: Insight from Zoophycos ichnofabrics. **Geological Journal**, v. 49, n. 2, p. 177–187, 2014.

Apêndice A – Descrição litológica na escala 1:40 da porção basal da Formação Ponta Grossa

Intervalo (m)	Caixa	Litologia/textura	Estrutura e outras feições	Ichonôgenos	Observação
343,60— 344,65	115	Siltito argiloso intensamente bioturbado (IB = 4), com 20% de argilosidade, cor <i>gray 2.5Y 6/1</i> .		<i>Chondrites, Helminthopsis, Palaeophycus, Planolites, Teichichnus</i>	Presença de pirita e siderita.
344,65— 345,90	115–116	Siltito intercalado a níveis argilosos, compondo estratificação cruzada. Fracamente bioturbado (IB = 1), com 10% de argilosidade, cor <i>light gray 2.5Y 7/1</i> .	Estratificação cruzada por ondas, estratificação cruzada monticulada (<i>hummocky</i>) e estratificação plano paralela		Presença de pirita e siderita.
346,90— 346,40	116	Siltito argiloso intensamente bioturbado (IB = 4), com 30% de argilosidade, cor <i>dark gray 2.5Y 4/1</i> .	Laminação plano paralela.	<i>Chondrites, Planolites</i>	Presença de pirita e siderita.
346,40— 347,80	116	Intercalação entre argilito (75%, cor <i>dark gray 2.5Y 4/1</i>) e siltito (25%, cor <i>gray 2.5Y 6/1</i>), intensamente bioturbado (IB = 4).	Acamamento heterolítico lenticular	<i>Chondrites, Palaeophycus, Planolites,</i>	Presença de pirita.
347,80— 348,50	117	Siltito argiloso intensamente bioturbado (IB = 4), com 40% de argilosidade, cor <i>gray 2.5Y 6/1</i> .	Laminação plano paralela.	<i>Zoophycos, Asterosoma, Chondrites, Planolites, Zoophycos</i>	
348,50— 348,95	117	Siltito intensamente bioturbado (IB = 4), com 10% de	Laminação cruzada por ondas		

		argilidade, cor <i>gray</i> 2.5Y 6/1.			
348,95– 351,60	117–118	Argilito intercalado a camadas milimétricas de siltito, fracamente bioturbado (IB = 2), cor <i>dark gray</i> 2.5Y 4/1.	Laminação plano paralela e acamamento riscado.	<i>Helminthopsis</i>	Presença de pirita.
351,60– 354,60	118–119	Intercalação entre argilito (75%, cor <i>dark gray</i> 2.5Y 4/1) e siltito (25%, cor <i>gray</i> 2.5Y 6/1), moderadamente bioturbado (IB = 3).	Acamamento heterolítico lenticular e laminação cruzada por ondas	<i>Chondrites</i> , <i>Helminthopsis</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Planolites</i> <i>Helminthopsis</i> , <i>Zoophycos</i>	
354,60– 357,50	119–120	Intercalações entre argilito (65%, cor <i>dark gray</i> 2.5Y 4/1) e siltito (35%, cor <i>gray</i> 2.5Y 5/1), intensamente bioturbado (IB = 4).	Acamamento heterolítico lenticular e laminação cruzada por ondas	<i>Asterosoma</i> , <i>Chondrites</i> , <i>Planolites</i> , <i>Zoophycos</i> ,	Presença de siderita
357,50– 360,00	120–121	Intercalações entre argilito (70%, cor <i>dark gray</i> 2.5Y 4/1) e siltito (30%, cor <i>gray</i> 2.5Y 5/1), moderadamente bioturbado (IB = 3).	Acamamento heterolítico lenticular e laminação cruzada por ondas	<i>Asterosoma</i> , <i>Palaeophycus</i> <i>Planolites</i> , <i>Zoophycos</i> ,	
360,00– 361,20	121	Intercalações entre argilito (75%, cor <i>dark gray</i> 2.5Y 4/1) e siltito (25%, cor <i>gray</i> 2.5Y 5/1), moderadamente bioturbado (IB = 3).	Acamamento heterolítico lenticular e laminação cruzada por ondas	<i>Chondrites</i> , <i>Planolites</i> <i>Zoophycus</i> ,	Presença de siderita.
361,20– 361,80	121	Intercalações entre argilito (65%, cor <i>dark gray</i> 2.5Y 4/1) e		<i>Chondrites</i> , <i>Helminthopsis</i> , <i>Planolites</i> ,	

		siltito (35%, cor <i>gray 2.5Y 5/1</i>), intensamente bioturbado (IB = 4).			
361,80–362,40	121	Argilito com presença de 10% de silte, fracamente bioturbado (IB = 2), cor <i>dark gray 2.5Y 4/1</i> .	Laminação plano paralela.	<i>Asterosoma, Chondrites, Helminthopsis, Planolites</i>	
362,40–363,20	121–122	Siltito argiloso intensamente bioturbado (IB = 5), com 30% de argilosidade, cor <i>gray 2.5Y 5/1</i> .		<i>Asterosoma, Chondrites, Palaeophycus, Zoophycos</i>	Presença de pirita.
363,20–364,60	122	Siltito argiloso moderadamente bioturbado (IB = 3), com 40% de argilosidade, cor <i>dark gray 2.5Y 4/1</i> .		<i>Asterosoma, Chondrites, Palaeophycus, Zoophycos</i>	
364,60–365,50	122	Siltito argiloso fracamente bioturbado (IB = 2), com 45% de argilosidade, cor <i>dark gray 2.5Y 4/1</i> .		<i>Asterosoma, Chondrites, Palaeophycus, Zoophycos</i>	Presença de siderita.
365,50–366,00	123	Siltito argiloso intensamente bioturbado (IB = 3), com 40% de argilosidade, cor <i>dark gray 2.5Y 4/1</i> .		<i>Asterosoma, Chondrites, Helminthopsis, Palaeophycus, Zoophycos</i>	
366,00–371,10	123–124	Intercalações entre argilito (75%, cor <i>dark gray 2.5Y 4/1</i>) e siltito (25%, cor <i>gray 2.5Y 5/1</i>), moderadamente bioturbado (IB = 3).	Acamamento heterolítico lenticular e laminação cruzada por onda.	<i>Chondrites, Palaeophycus, Zoophycos,</i>	Presença de siderita.
371,10–374,20	124–132	Argilito laminado com intercalações	Laminação plano paralela	<i>Chondrites, Zoophycos</i>	Presença de pirita e

		mili- a centimétricas de siltito e níveis de siderita. Moderadamente bioturbado (IB = 3), cor <i>dark gray</i> 2.5Y 4/1.	e acamamento riscado.		siderita.
374,20–409,60	132–138	Argilito laminado com intercalações centimétricas de siltito e níveis de siderita. Fracamente bioturbado (IB = 2), cor <i>dark gray</i> 2.5Y 4/1.	Laminação plano paralela e acamamento riscado.	<i>Chondrites, Helminthopsis, Palaeophycus, Phycosiphon, Planolites, Zoophycos</i>	Presença de pirita e níveis mili- a centimétricos de siderita.
409,60–411,20	138	Argilito síltico fracamente bioturbado (IB = 2), cor <i>gray</i> 2.5Y 5/1	Laminação plano paralela.	<i>Chondrites, Helminthopsis, Zoophycos</i>	Molde e contramolde de concha.
411,20–412,95	138–139	Siltito argiloso intensamente bioturbado (IB = 4), com 30% de argilosidade, cor <i>gray</i> 2.5Y 6/1.	Laminação plano paralela.	<i>Chondrites, Zoophycos,</i>	Presença de pirita.
412,95–414,90	139	Argilito com intercalações mili- a centimétricas de siltito e níveis de siderita, fracamente bioturbado (IB = 2), cor <i>dark gray</i> 2.5Y 4/1.	Laminação plano paralela.	<i>Chondrites, Planolites, Zoophycos,</i>	Presença de pirita e níveis mili- a centimétricos de siderita.
414,90–418,40	140–141	Argilito com intercalações mili- a centimétricas de siltito e níveis de siderita, fracamente bioturbado (IB = 2), cor <i>dark gray</i> 2.5Y 4/1.	Laminação plano paralela e acamamento riscado.	<i>Chondrites, Planolites, Zoophycos,</i>	Presença de pirita e níveis mili- a centimétricos de siderita.
418,40–418,70	141	Argilito com intercalações de		<i>Planolites, Zoophycos</i>	Presença de pirita.

		camadas mili- a centimétricas de siltito, intensamente bioturbado (IB = 4), cor <i>dark gray</i> 2.5Y 4/1.			
418,70–419,80	141	Argilito com intercalações mili- a centimétricas de siltito e níveis de siderita, fracamente bioturbado (IB = 2), cor <i>dark gray</i> 2.5Y 4/1.	Laminação plano paralela e acamamento riscado.	<i>Chondrites</i> , <i>Helminthopsis</i> , <i>Planolites</i>	Presença de pirita e níveis mili- a centimétricos de siderita.
419,80–420,30	141	Siltito intensamente bioturbado (IB = 4), com 20% de argilosidade, cor <i>gray</i> 2.5Y 6/1.		<i>Helminthopsis</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Planolites</i> , <i>Zoophycos</i>	Presença de pirita.
420,30–420,70	141–142	Siltito argiloso intensamente bioturbado (IB = 4), com 30% de argilosidade, cor <i>gray</i> 2.5Y 5/1.		<i>Planolites</i> , <i>Zoophycos</i>	Presença de pirita.
420,70–421,00	142	Siltito intensamente bioturbado (IB = 4), com 15% de argilosidade, cor <i>gray</i> 2.5Y 6/1.		<i>Chondrites</i> , <i>Planolites</i> , <i>Zoophycos</i>	Presença de pirita.
421,00–429,00	142–144	Argilito com intercalações mili- a centimétricas de siltito e níveis de siderita, fracamente bioturbado (IB = 2), cor <i>gray</i> 2.5Y 5/1.	Acamamento riscado, estrutura de carga.	<i>Chondrites</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Planolites</i> , <i>Zoophycos</i>	Presença de pirita e níveis de siderita.
429,00–429,10	144	Siltito argiloso frequentemente bioturbado (IB = 3), com 20% de argilosidade, cor		<i>Palaeophycus</i>	

		<i>gray 2.5Y 6/1.</i>			
429,10– 431,00	144–145	Argilito com intercalações mili- a centimétricas de siltito e níveis de siderita, fracamente bioturbado (IB = 2), cor <i>gray 2.5Y 5/1.</i>	Laminação plano paralela e acamamento riscado.	<i>Asterosoma, Chondrites, Zoophycos,</i>	Presença de pirita e níveis de siderita.
431,00– 432,60	145–146	Argilito com intercalações mili- a centimétricas de siltito e níveis de siderita, fracamente bioturbado (IB = 2), cor <i>gray 2.5Y 5/1.</i>	Acamamento riscado.	<i>Chondrites, Helminthopsis, Planolites, Zoophycos</i>	Presença de pirita e níveis de siderita.