



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Viviane dos Santos Rocha

**Análise paleoambiental da Formação Teresina, Permiano da Bacia do
Paraná (Brasil), e suas implicações paleoclimáticas**

Rio de Janeiro

2020

Viviane dos Santos Rocha

Análise paleoambiental da Formação Teresina, Permiano da Bacia do Paraná (Brasil), e suas implicações paleoclimáticas

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

Orientadora: Prof.^a Dra. Maria Antonieta da Conceição Rodrigues

Coorientador: Prof. Dr. Egberto Pereira

Rio de Janeiro

2020

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

R672 Rocha, Viviane dos Santos.
Análise paleoambiental da Formação Teresina, Permiano da Bacia do
Paraná (Brasil), e suas implicações paleoclimáticas / Viviane dos Santos
Rocha. – 2020.
88 f.: il.

Orientadora: Maria Antonieta da Conceição Rodrigues.
Coorientador: Egberto Pereira.
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro,
Faculdade de Geologia.

1. Paleontologia estratigráfica – Teses. 2. Paleontologia – Permiano –
Teses. 3. Paleoclimatologia – Paraná, Rio, Bacia – Teses. 4. Geoquímica
– Paraná, Rio, Bacia – Teses. 5. Isótopos estáveis – Teses. I. Rodrigues,
Maria Antonieta da Conceição. II. Pereira, Egberto. III. Universidade do
Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 56:551.736(282.281.62)

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

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

Assinatura

Data

Viviane dos Santos Rocha

Análise paleoambiental da Formação Teresina, Permiano da Bacia do Paraná (Brasil), e suas implicações paleoclimáticas

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

Aprovada em 27 de novembro de 2020.

Orientadora: Prof.^a Dra. Maria Antonieta da Conceição Rodrigues

Faculdade de Geologia – UERJ

Coorientador: Prof. Dr. Egberto Pereira

Faculdade de Geologia – UERJ

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Sérgio Bergamaschi

Faculdade de Geologia – UERJ

Dra. Marilene Regina Caruso Leão

Petrobras

Rio de Janeiro

2020

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a toda minha família, em especial aos meus maravilhosos pais, Selma e Alexandre, por toda a educação, valores ensinados e todo o incentivo dado aos meus estudos. A minha querida irmã Mayara pelo companheirismo e por me inspirar a acreditar nos meus sonhos. A minha querida tia Francisca e meu primo Felippo, por concederem carinhosamente sua residência durante os meus estudos. Dedico esta conquista a vocês e aos meus amados avôs, Eulanda e Virgílio, por todo o valioso investimento que deram aos meus estudos, me permitindo chegar até aqui.

Aos meus queridos orientadores Tutuca e Egberto por sempre serem tão gentis comigo e por me receberem tão bem nesta universidade. Obrigada por me darem a oportunidade de trabalhar com vocês e por compartilharem seus valiosos conhecimentos comigo.

Aos queridos professores René Rodrigues e Sérgio Bergamashi, por sempre estarem dispostos a esclarecerem minhas dúvidas sobre geoquímica isotópica e petrografia carbonática.

Aos técnicos Marcos e Nelson do laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica (LGQM) pelas análises realizadas imprescindíveis a este estudo.

Às amigas que fiz durante meus estudos, em especial ao Lucas e à Lina, por sempre me ajudarem quando precisei, e ao Felipe, Loren e Ísis. Aos ruralinos que tive o prazer de reencontrar neste programa de mestrado, em especial ao Dudu, Carol, Raíssa e Jay. Desejo sucesso profissional a todos vocês.

Ao programa de Pós Graduação da Faculdade de Geologia, por todo o suporte acadêmico, e em especial a Marianni e Juçara por sempre serem muito solícitas aos meus pedidos.

À UERJ, por oferecer um ensino público e de qualidade em um ambiente inclusivo e acolhedor.

E finalmente, à CAPES pela concessão da bolsa de estudos.

RESUMO

ROCHA, Viviane dos Santos. *Análise paleoambiental da Formação Teresina, Permiano da Bacia do Paraná (Brasil), e suas implicações paleoclimáticas* 2020. 88f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

A Formação Teresina, que compõe a porção média do Grupo Passa Dois, Permiano da Bacia do Paraná, possui registros litológicos passíveis de um estudo quimioestratigráfico de detalhe envolvendo técnicas isotópicas que permitem auxiliar a caracterização paleoambiental e climática deste intervalo temporal. Amostras da Formação Teresina foram coletadas de dois testemunhos dos furos de sondagem FP-04-PR e FP-11-PR, do projeto “A Borda Leste da Bacia do Paraná”, para análises de isótopos estáveis de C e O em rochas carbonáticas e siliciclásticas, carbono orgânico total (COT) em folhelhos e para estudo petrográfico. Foi observado, na descrição dos furos de sondagem, que a Formação Teresina é constituída predominantemente por rochas heterolíticas, compostas por arenitos muito finos, intercalados com siltitos e folhelhos, apresentando acamamento wavy, flaser e lenticular, com diferentes níveis de bioturbação. As rochas carbonáticas, que ocorrem intercaladas às rochas heterolíticas, foram analisadas em estudo petrográfico, sendo caracterizadas quatro microfácies: microbiais, incluindo estromatólitos colunares, dômicos, planos e trombólitos, floatstone intraclástico, wackestone bioclástico e grainstone oolítico. Em relação à história diagenética destas rochas, foi observado que ela engloba processos que ocorreram durante a eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. No furo de sondagem FP-04-PR, as razões isotópicas em rocha total de C e O ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) foram obtidas a partir de 24 amostras de rochas carbonáticas e heterolíticas. No furo de sondagem FP-11-PR, as análises isotópicas foram realizadas em 62 amostras de rochas carbonáticas e heterolíticas. Com base nos valores obtidos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ nas amostras, foram definidos diferentes intervalos quimioestratigráficos. Em ambos os furos foram observadas excursões negativas nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ no intervalo B, alcançando no furo FP-04-PR o valor de -4,51‰ (62,6 metros), e no furo FP-11-PR, -9,02‰ (181,3 metros). Em relação à curva isotópica de $\delta^{18}\text{O}$, foi observado que os valores são negativos durante o evento e vão se tornando menos negativos para o topo da seção, o que poderia indicar que os carbonatos teriam sido precipitados em um ambiente com maior salinidade. Para avaliar a influência da diagênese, foram plotados os gráficos $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ dos três intervalos quimioestratigráficos. Foi visto que os dados isotópicos do furo FP-11-PR teriam sido mais afetados durante a diagênese. As excursões negativas em $\delta^{13}\text{C}$ registradas nestes furos podem estar relacionadas ao evento de extinção em massa do Mesocapitaniano, e indicariam o aumento de ^{12}C na água, devido a uma severa redução da produtividade primária, resultante da mudança climática, possivelmente relacionado às erupções vulcânicas. A correlação ao evento seria suportada pelos estudos bioestratigráficos prévios e datações radiométricas recentes realizadas na Formação Teresina.

Palavras-chave: Extinção em massa. Isótopos estáveis C e O. Permiano.

ABSTRACT

ROCHA, Viviane dos Santos. *Análise paleoambiental da Formação Teresina, Permiano da Bacia do Paraná (Brasil), e suas implicações paleoclimáticas*. 2020. 88f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

The Teresina Formation, which composes the middle portion of the Passa Dois Group, Permian of the Paraná Basin, has lithological records subject to a detailed chemostratigraphic study involving isotopic techniques that help to characterize the paleoenvironment and climate of this time interval. Samples from the Teresina Formation were collected from two sedimentary cores from the drill holes FP-04-PR and FP-11-PR, from the project “The Eastern Edge of the Paraná Basin”, for analysis of C and O stable isotopes in carbonate and siliciclastic rocks, total organic carbon (TOC) in shales and for petrographic study. It was observed, in the description of the drill holes, that the Teresina Formation consists predominantly of heterolytic rocks, composed of very fine sandstones, interspersed with siltstones and shales, presenting wavy, flaser and lenticular bedding, with different levels of bioturbation. The carbonate rocks, which occur interspersed with the heterolytic rocks, were analyzed in a petrographic study, with four microfacies being characterized: microbial, including columnar, domal and planar stromatolites, and thrombolites, intraclastic floatstone, bioclastic wackestone and oolitic grainstone. Regarding the diagenetic history of these rocks, it was observed that it includes processes that occurred during eodiagenesis, mesodiagenesis and telodiagenesis. In the drill hole FP-04-PR, the isotopic ratios of C and O ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) in bulk rock were obtained from 24 samples of carbonate and heterolytic rocks. In the drill hole FP-11-PR, the isotopic analyzes were performed on 62 samples of carbonate and heterolytic rocks. Based on the values obtained from $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in the samples, different chemostratigraphic intervals were defined. In both drill holes, negative excursions were observed in the values of $\delta^{13}\text{C}$ in the interval B, reaching in the drill hole FP-04-PR the value of -4.51 ‰ (62.6 meters), and in the drill hole FP-11-PR, - 9.02 ‰ (181.3 meters). Regarding the $\delta^{18}\text{O}$ isotopic curve, it was observed that the values are negative during the event and become less negative for the top of the section, which could indicate that the carbonates would have been precipitated in an environment with high salinity. To determine the influence of diagenesis, $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ plots for the three chemostratigraphic intervals were plotted. It was seen that the isotopic data from the drill hole FP-11-PR would have been more affected during diagenesis. The negative excursions in $\delta^{13}\text{C}$ recorded in these drill holes may be related to the Mesocapitanian mass extinction event, and would indicate an increase of ^{12}C in the water, due to a severe reduction in primary productivity, resulting from climate change, possibly related to volcanic eruptions. The correlation to the event would be supported by previous biostratigraphic studies and recent radiometric dating carried out in the Teresina Formation.

Keywords: Mass extinction. C and O stable isotopes. Permian.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localização dos furos de sondagem estudados na borda leste da Bacia do Paraná.....	14
Figura 2 –	A Bacia do Paraná.....	17
Figura 3 –	Carta cronoestratigráfica da Supersequência Gondwana I, com o Grupo Passa Dois em destaque.....	18
Figura 4 –	Perfil colunar típico da Formação Teresina no furo de sondagem SP-58-PR, sul de Congonhinhas (PR) segundo Meglhioratti (2006).....	20
Figura 5 –	O modelo de distribuição das microfácies da Formação Teresina.....	23
Figura 6 –	Tabela mostrando as idades atribuídas a Formação Teresina por diversos autores.....	28
Figura 7 –	O ciclo do carbono ao longo do tempo geológico.....	32
Figura 8 –	Ilustração mostrando o fracionamento em isótopos de oxigênio durante a evaporação.....	34
Figura 9 –	Ilustração mostrando variações de $\delta^{18}\text{O}$ do oceano entre os períodos glaciais e interglaciais.....	35
Figura 10 –	Classificação de rochas carbonáticas por Embry e Klovan (1971).....	36
Figura 11 –	Representação esquemática das categorias de microbialitos segundo Riding (2011) (FAIRCHILD, 2015).....	37
Figura 12 –	Classificação morfológica de estromatólitos segundo Logan et al. (1964)..	37
Figura 13 –	Rochas heterolíticas presentes na Formação Teresina no testemunho do furo de sondagem FP-11-PR.....	39
Figura 14 –	Estruturas sedimentares da Formação Teresina nos testemunhos dos furos de sondagem FP-04-PR e FP-11-PR.....	39
Figura 15 –	Estruturas sedimentares e macrofitófósseis da Formação Teresina nos testemunhos dos furos de sondagem FP-04-PR e FP-11-PR.....	40
Figura 16 –	Rochas carbonáticas observadas na Formação Teresina no testemunho do furo de sondagem FP-11-PR.....	41
Figura 17 –	Estromatólitos da Formação Teresina no testemunho do furo de sondagem FP-11-PR.....	42
Figura 18 –	Perfil litológico do testemunho do furo de sondagem FP-04-PR.....	44

Figura 19 – Perfil litológico do testemunho do furo de sondagem FP-11-PR.....	45
Figura 20 – Laminitos planos (seta) entre matriz grumosa, em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	47
Figura 21 – Estromatólitos dômicos, com grãos de quartzo entremeados nas lâminas, em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	48
Figura 22 – Destaque para a matriz grumosa com ausência de laminação caracterizada como trombólito em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita)	48
Figura 23 – Matriz grumosa com porções recristalizadas, nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	49
Figura 24 – Substituição da matriz por sílica, em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	49
Figura 25 – Estromatólitos colunares ramificados em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	50
Figura 26 – Wackestone com grãos bioclásticos entre as colunas estromatolíticas, em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	50
Figura 27 – Estromatólitos encrustados em valvas de bivalves no wackestone, em nicóis paralelos.....	51
Figura 28 – Estilólitos preenchidos por resíduos insolúveis são observados nos estromatólitos em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita)....	51
Figura 29 – Cristais de calcita espática com ausência de bioclastos indicam recristalização da matriz, em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	52
Figura 30 – Silicificação dos estromatólitos e na matriz, nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	52
Figura 31 – Dissolução da sílica e dos grãos carbonáticos com posterior preenchimento por óxidos, em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	53
Figura 32 – Microfácies floatstone intraclástico.....	53
Figura 33 – Intraclastos carbonáticos em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	54
Figura 34 – Porções silicificadas (Si) no floatstone em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	54
Figura 35 – Falhas deslocando clastos no floatstone em nicóis paralelos (esquerda) e	

	nicóis cruzados (direita).....	55
Figura 36 –	Wackestone bioclástico em nicóis paralelos (esquerda), que em nicóis cruzados (direita).	56
Figura 37 –	Estromatólito colunar (seta) retrabalhado no floatstone em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).	56
Figura 38 –	Escama de peixe fraturada no centro da imagem em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	57
Figura 39 –	Silicificação da matriz (Si) com posterior formação de porosidade secundária na matriz e na sílica em nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).....	57
Figura 40 –	Dissolução de sílica e da matriz com precipitação de óxidos em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	58
Figura 41 –	Oóides no grainstone oolítico em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	58
Figura 42 –	Valvas de bivalves em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	59
Figura 43 –	Valva de ostracode desarticulada (seta) em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	59
Figura 44 –	Grão de glauconita autigênica (seta) em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	59
Figura 45 –	Porosidade secundária no grainstone oolítico em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	60
Figura 46 –	Possível nódulos evaporíticos substituídos por calcita e sílica, nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).....	60
Figura 47 –	Resultados isotópicos de C e O e de COT no furo de sondagem FP-04-PR.	61
Figura 48 –	Resultados isotópicos de C e O e de COT no furo de sondagem FP-11-PR.	63
Figura 49 –	Provável evolução dos processos diagenéticos presentes nos carbonatos da Formação Teresina.....	68
Figura 50 –	Perfis isotópicos e de COT dos furos FP-04-PR e FP-11-PR divididos em intervalos quimioestratigráficos distintos A, B e C.....	70
Figura 51 –	Correlações entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em cada intervalo no furo FP-11-PR.....	73
Figura 52 –	Correlações entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em cada intervalo no furo FP-04-PR.....	73
Figura 53 –	Microbialitos da Formação Teresina em condições climáticas áridas/semi-	

	áridas.....	76
Figura 54 –	Registro da extinção em massa do Mesocapitaniano no Sul da China e na	
	Bacia do Paraná.....	80

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	12
1	OBJETIVO	13
2	LOCALIZAÇÃO	14
3	CONTEXTO GEOLÓGICO	16
3.1	A Bacia do Paraná	16
3.2	O Grupo Passa Dois	18
3.3	A Formação Teresina	19
3.3.1	<u>O Paleambiente da Formação Teresina</u>	22
3.3.2	<u>Idade e bioestratigrafia da Formação Teresina</u>	25
4	MATERIAIS E MÉTODOS	29
4.1	Obtenção dos dados	29
4.2	Preparação das amostras	29
4.3	Análise de Carbono Orgânico Total (COT)	29
4.4	Análise de Isótopos estáveis	30
4.4.1	<u>Isótopos de Carbono</u>	32
4.4.2	<u>Isótopos de Oxigênio</u>	33
4.5	Estudo petrográfico	36
5	RESULTADOS	38
5.1	Descrição dos furos de sondagem	38
5.2	Estudo petrográfico	47
5.2.1	<u>Microfácies microbianas</u>	47
5.2.2	<u>Microfácies Floatstone intraclástico</u>	53
5.2.3	<u>Microfácies wackestone bioclástico</u>	55
5.2.4	<u>Microfácies Grainstone oolítico</u>	57
5.3	Resultados das análises geoquímicas nos poços FP-04-PR e FP11-PR	60
6	DISCUSSÃO	64
6.1	Diagênese nas rochas carbonáticas da Formação Teresina	64
6.2	Avaliação do sinal isotópico e de sua natureza primária	68
6.3	Análise paleoambiental	74
	CONCLUSÕES	81

REFERÊNCIAS

83

INTRODUÇÃO

O Permiano é um período geológico marcado pela ocorrência de profundas mudanças climáticas na Terra. Duas grandes extinções em massa foram reconhecidas no Permiano, a extinção em massa mais letal de todas, a do limite Permiano-Triássico, e a extinção em massa do Capitaniano, estudada profundamente mais recentemente. Estudos utilizando proxies geoquímicos de isótopos de C em carbonatos e na matéria orgânica, revelaram que, durante estes eventos, grandes perturbações no ciclo do carbono aconteceram, afetando severamente os ecossistemas marinhos e terrestres globalmente.

A Formação Teresina, que compõe a porção superior do Grupo Passa Dois, Permiano da Bacia do Paraná, possui, como fácies principal, uma alternância repetitiva de folhelhos e siltitos com arenitos muito finos, apresentando laminações *wavy*, lenticular e flaser. Intercalados às rochas siliciclásticas, intervalos centimétricos a decimétricos de rochas carbonáticas são observados (SCHNEIDER et al., 1974; ROHN, 2001; HOLZ et al., 2010). O paleoambiente e a idade desta formação têm sido objeto de discussão entre autores nestes últimos anos devido à presença de diversas interpretações sobre sua história deposicional e escassos dados de datações radiométricas de seus estratos.

Ao longo das últimas décadas vários estudos estratigráficos e paleoecológicos foram desenvolvidos nesta formação (e.g., ROHN, 2001; MEGLHIORATTI, 2006; HOLZ et al., 2010; NEVES; ROHN; SIMÕES, 2010; NG; VEGA; MARANHÃO, 2019). Contudo, estudos isotópicos e quimioestratigráficos ainda não foram amplamente desenvolvidos. Como mudanças ambientais passadas podem deixar registradas assinaturas isotópicas características nas rochas sedimentares, a aplicação de técnicas isotópicas pode ser importante em sucessões estratigráficas onde são ausentes correlações bioestratigráficas intercontinentais e sequências vulcânicas intercaladas em seus estratos.

Deste modo, um estudo quimioestratigráfico de detalhe envolvendo análises isotópicas permitiria compreender melhor o paleoambiente da Formação Teresina e a tendência de mudança climática global descrita na literatura para esse intervalo temporal.

1 OBJETIVO

O objetivo principal do estudo é, a partir da integração de dados de estratigrafia química, isotópica, dados sedimentológicos e paleontológicos, ter uma melhor compreensão da dinâmica de sedimentação e as condições paleoambientais presentes durante a deposição da Formação Teresina, de forma a contribuir também com o modelo climático global do Permiano.

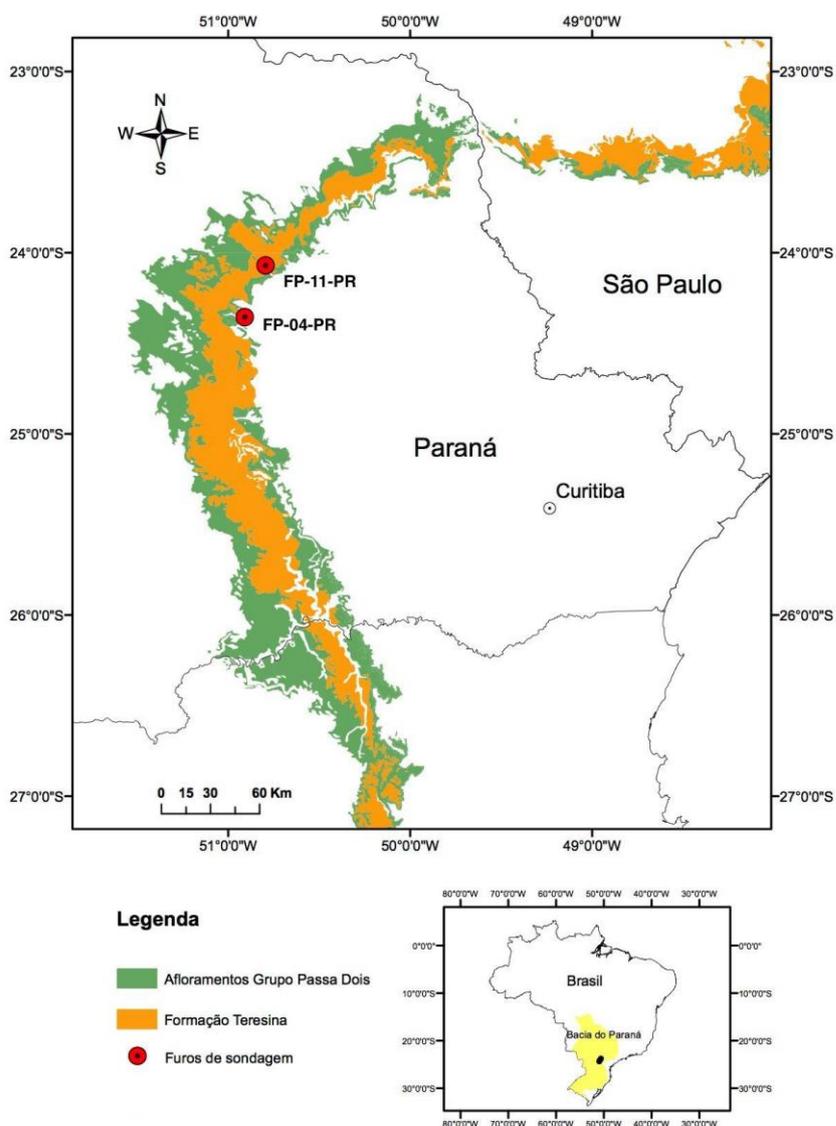
Objetivos específicos:

- a) Descrever os furos de sondagem em termos sedimentológicos e caracterizar microfácies em estudo microscópico;
- b) Caracterizar a razão isotópica em rocha total dos átomos de C e O em amostras de rochas carbonáticas e siliciclásticas e os possíveis efeitos da diagênese nos resultados isotópicos;
- c) Comparar os resultados isotópicos obtidos com os modelos climáticos globais.

2 LOCALIZAÇÃO

Para a realização deste estudo foram coletadas amostras de testemunhos de furos de sondagem perfurados pela Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais (CPRM). Os furos de sondagem FP-04-PR e FP-11-PR amostrados pertencem ao projeto “A Borda Leste da Bacia do Paraná” realizado em 1986 (ABOARRAGE; LOPES, 1986) (Figura 1).

Figura 1 – Localização dos furos de sondagem estudados na borda leste da Bacia do Paraná



Legenda: O furo FP-04-PR de coordenadas UTM 7.306.500m N/ 509.500m E e o furo FP-11-PR de coordenadas UTM 7.338.00m N/ 521.100m E.

Fonte: A autora, 2020.

Os testemunhos dos furos de sondagem encontram-se atualmente disponíveis na litoteca da CPRM de Araraquara (SP).

O furo FP-04-PR de coordenadas UTM 7.306.500m N/ 509.500m E (Folha SG-22-X-A-I- Telêmaco Borba) registrou 85 metros da Formação Teresina.

O furo FP-11-PR de coordenadas UTM 7.338.00m N/ 521.100m E (Folha SG-22-X-A-I- Telêmaco Borba) possui 273 metros da Formação Teresina.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

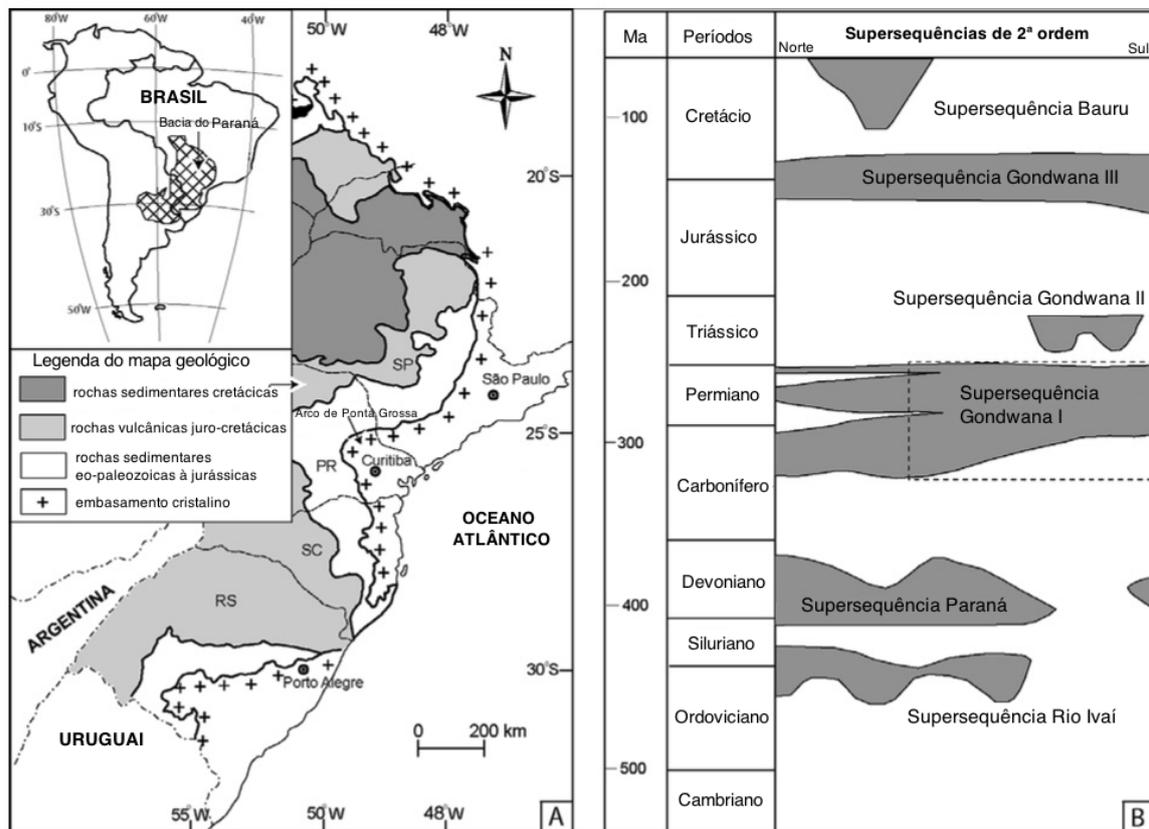
3.1 A Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma sinéclise intracratônica paleozoica situada na plataforma sul-americana que abrange a porção meridional do território brasileiro e as regiões do norte do Uruguai, leste do Paraguai e nordeste da Argentina (Figura 2a). A bacia possui um formato elíptico com o eixo maior na direção NE-SW e uma área aproximada de 1.500.00 Km². Seu registro estratigráfico, composto por um pacote sedimentar-magmático com espessura total aproximada de 7 mil metros, é marcado por vários episódios de erosão e não deposição, influenciados por ciclos tectônico-eustáticos relacionados a evolução do Gondwana ocidental, do Neo-Ordoviciano ao Neocretácio (MILANI et al., 2007).

Segundo Milani et al. (2007), o preenchimento sedimentar da Bacia do Paraná subdivide-se em 6 supersequências deposicionais de segunda ordem: Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru. As três primeiras supersequências representam ciclos transgressivo-regressivos relacionados a variações do nível relativo do mar e as três últimas são sucessões sedimentares continentais associadas com rochas ígneas (Figura 2b).

Para explicar a origem da Bacia do Paraná, pode-se agrupar as propostas existentes em dois modelos distintos: um em que a bacia está inserida em um contexto de interior cratônico estável, e outro em que a bacia estaria situada em um cenário geotectônico influenciado pelos eventos que ocorriam na margem convergente do Gondwana sul-ocidental no Neo e Mesopaleozoico (PEREIRA et al. 2012). Um dos estudos que segue o princípio de uma bacia intracratônica clássica é o de Zalán et al. (1987), que sugerem que o início da subsidência na bacia estaria provavelmente relacionado ao esfriamento da crosta após o fim do ciclo Brasileiro. Já Milani et al. (2007) propõem que a implantação da bacia teria sido iniciada sob a forma de depressões de direção NE-SW, relacionadas à reativação de zonas de fraqueza do embasamento brasileiro sob um campo de tensão compressional atuante na margem continental gonduânica durante a Orogenia Oclóyica. Para Pereira (2000), o início da deposição na bacia teria sido controlado pela formação de um rifte no interior do Lineamento Transbrasileiro, sendo sua mobilidade inicial induzida por intrusões graníticas de idade Cambro-Ordoviciano.

Figura 2 - A Bacia do Paraná.



Legenda: a) Mapa geológico da margem leste/sudeste da bacia do Paraná; b) Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (simplificada após Milani et al. (2007)) com a Supersequência Gondwana I em destaque, segundo Holz et al. (2010).

Fonte: Adaptado de Holz et al. (2010).

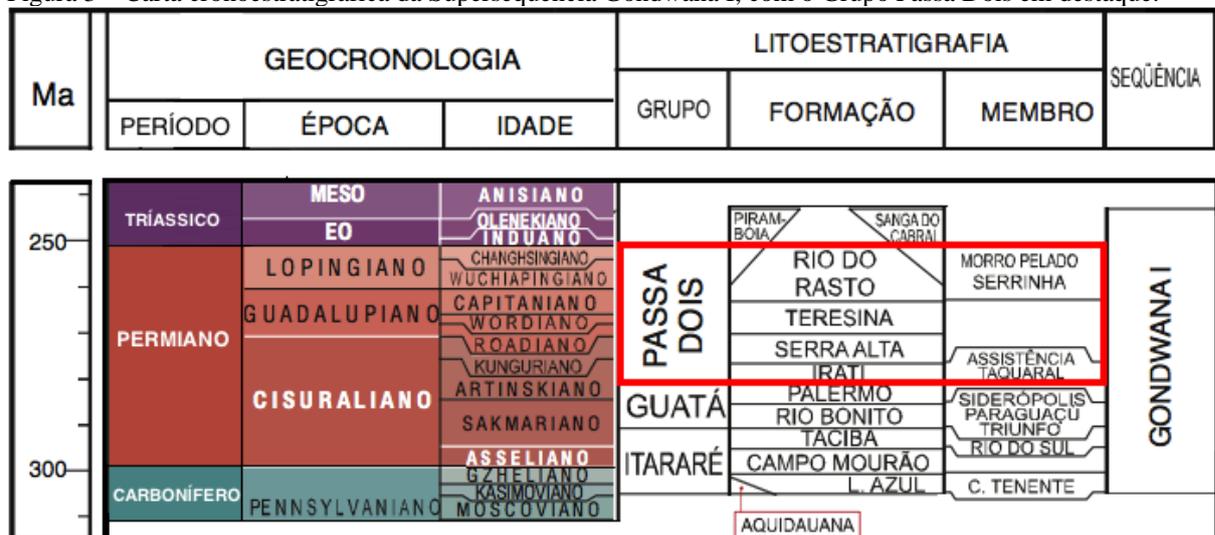
O intervalo estratigráfico objeto deste estudo encontra-se inserido na Supersequência Gondwana I, que constitui o pacote sedimentar mais espesso da bacia. Esta supersequência representa um ciclo transgressivo-regressivo completo, sendo caracterizada, na sua porção inferior, por depósitos relacionados ao degelo da calota polar do Grupo Itararé, com registro de condições de máxima inundação marinha nos depósitos da Forma o Palermo, Grupo Guat , no Artinskiano. Acima encontra-se depositado o grupo Passa Dois, que corresponde a uma se o regressiva acomodada por uma nova fase de subsidência do embasamento, sobreposto por depósitos eólicos e fluviais eotri ssicos das Forma es Sanga do Cabral e Pirambóia (MILANI; RAMOS, 1998; MILANI et al., 2007).

3.2 O Grupo Passa Dois

O Grupo Passa Dois, que corresponde aos últimos depósitos permianos da Supersequência Gondwana I, registra uma contínua tendência regressiva durante sua deposição em resposta ao contínuo fechamento da bacia às incursões marinhas e seu aprisionamento no interior do Gondwana. Este grupo foi primeiramente descrito por White (1908), que definiu a primeira coluna estratigráfica da borda sudeste da Bacia do Paraná, subdividindo-a nas Séries São Bento, Passa Dois e Tubarão.

O Grupo Passa Dois é atualmente composto pelas formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Membros Serrinha e Morro Pelado) na porção sul da bacia e nas formações Irati e Corumbataí nos estados de São Paulo, Mato Grosso e Goiás (Figura 3) (GORDON JR., 1947; SCHNEIDER et al., 1974). O Grupo Passa Dois aflora nos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná e São Paulo, na borda leste da bacia, e em Goiás e Mato Grosso, na região norte da bacia.

Figura 3 – Carta cronoestratigráfica da Supersequência Gondwana I, com o Grupo Passa Dois em destaque.



Fonte: Modificado de Milani et al., 2007.

A Formação Irati, que corresponde a porção basal do Grupo Passa Dois, é dividida no Membro Taquaral, composto por siltitos e argilitos negros a acinzentados, sobreposto pelo Membro Assistência, que possui folhelhos e argilitos ricos em matéria orgânica, intercalados com calcários. Seu sistema deposicional estaria relacionado a um ambiente marinho raso com uma conexão restrita ao oceano aberto, com o Membro Taquaral possuindo melhor circulação oceânica em comparação com o Membro Assistência, que registra condições restritas mais

severas com acumulação de evaporitos (HOLZ et al., 2010). O desaparecimento de camadas carbonáticas decimétricas e a presença de folhelhos negros, representativo de ambiente redutor, registram o início da deposição da Formação Serra Alta. A presença de pelitos laminados acinzentados, fácies mais característica dessa formação, sucedidos por fácies mais arenosas e pelitos mais avermelhados em sua porção superior, indicam mudança para um ambiente mais oxidante (WARREN et al., 2015). Essa formação documentaria a última excursão marinha no Permiano na Bacia do Paraná (MILANI et al., 2007). Os depósitos sobrepostos à Formação Serra Alta registram a tendência regressiva que se instalou na bacia, com a presença predominante de pelitos e arenitos associados a um ambiente de mar interior raso, influenciado por tempestades, da Formação Teresina e os depósitos continentais da Formação Rio do Rasto (MEGLHIORATTI, 2006; MILANI et al., 2007). A Formação Rio do Rasto é subdividida em Membro Serrinha, composto predominantemente por argilitos e arenitos finos depositados em lagos rasos, e no Membro Morro Pelado, formado majoritariamente por arenitos de granulação fina à média, depositados em ambiente lacustrino, fluvial e eólico (HOLZ et al. 2010; SCHEMIKO et al., 2014).

3.3 A Formação Teresina

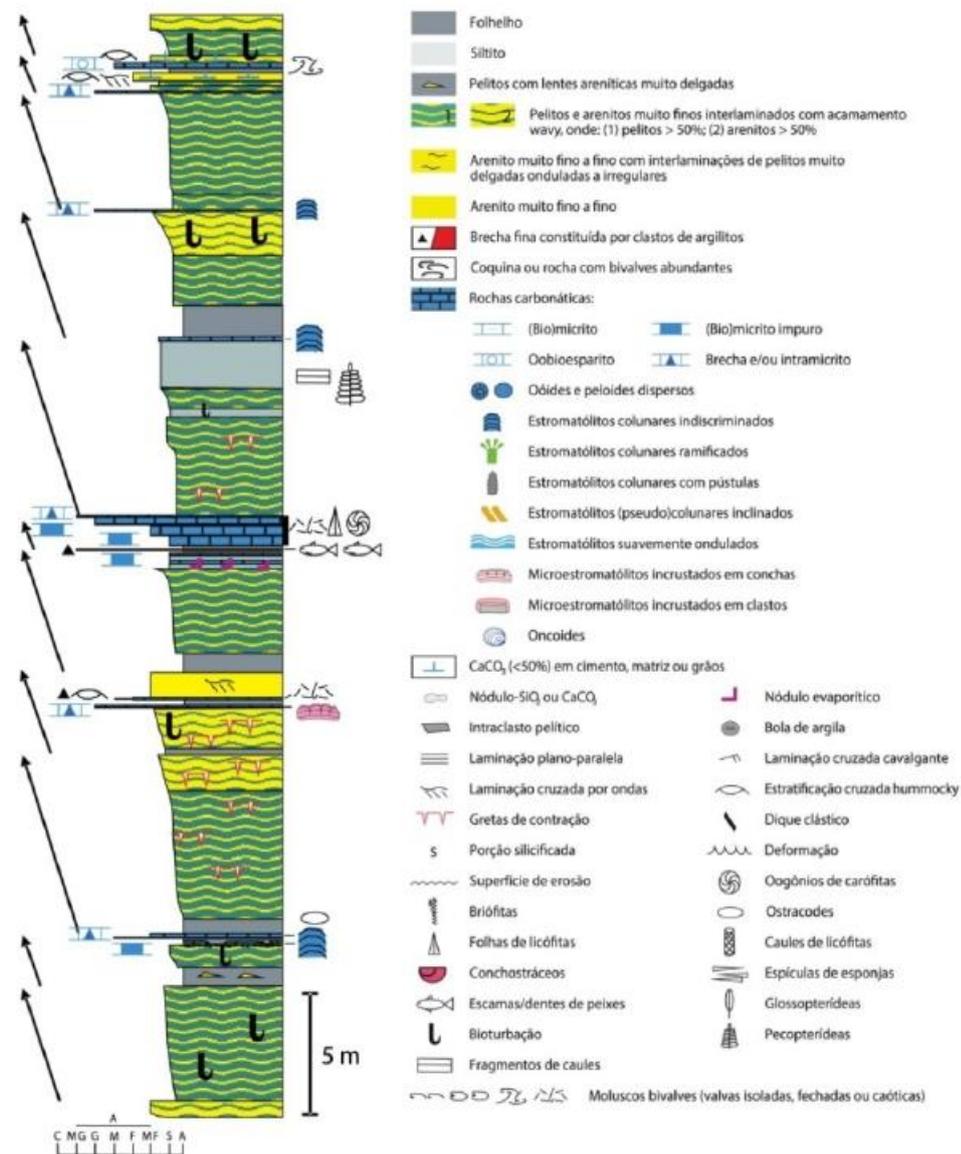
Moraes Rego (1930) foi o primeiro a denominar de Grupo Teresina os sedimentos aflorantes na margem direita do rio Ivaí, próximo ao distrito de Teresa Cristina (antiga Teresina), no estado do Paraná. Posteriormente, Schneider et al. (1974) rebaixaram o Grupo Teresina à categoria de Formação.

A Formação Teresina possui, como fácies principal, uma alternância repetitiva de folhelhos e siltitos cinza claros a escuros com arenitos muito finos esbranquiçados, apresentando laminações *wavy*, *linsen* e *flaser*, com diferentes níveis de bioturbação. Nos arenitos são observadas estratificações cruzadas por onda e em alguns níveis argilosos ocorrem gretas de contração. Intercaladas às rochas siliciclásticas, intervalos centimétricos a decimétricos de rochas carbonáticas (principalmente calcilitos e calcarenitos oolíticos, e subordinadamente, brechas carbonáticas e microbialitos), além de coquinas de bivalves e restos de peixes, ocorrem, mais frequentemente, na porção média e superior da formação (SCHNEIDER et al., 1974; HOLZ et al., 2010; ROHN, 2001).

Em relação ao seu conteúdo fossilífero, bivalves são comuns em rochas carbonáticas

e, subordinadamente, em arenitos. Ostracodes são comumente observados em micritos, sendo os fósseis estudados no estado de São Paulo considerados de origem não-marinha, por Maranhão (1995), e os encontrados na região norte da bacia teriam afinidade marinha, segundo Almeida (2005). Outros fósseis incluem raros foraminíferos, espículas de esponjas, conodontes e estromatólitos. Restos de peixes e raros dentes de anfíbios também são observados. Os macrofitofósseis incluem, além das licófitas que são os mais abundantes, glossopterídeas, troncos de coníferas e troncos de gimnospermas petrificadas (HOLZ et al., 2010). Em relação ao conteúdo palinológico encontrado na Formação Teresina, os esporos de filicíneas são os mais abundantes (NEREGATO; SOUZA; ROHN, 2008).

Figura 4 - Perfil colunar típico da Formação Teresina no furo de sondagem SP-58-PR, sul de Congonhinhas (PR) segundo Meghioratti (2006).



Legenda: As setas indicando as sucessões cíclicas granocrescentes no sentido do topo.

Fonte: ROHN; FAIRCHILD, 2015.

Segundo Rohn (2001) e Meghioratti (2006), a Formação Teresina apresenta ciclos granocrescentes ascendentes de espessuras decimétricas à decamétricas, assemelhando-se aos ciclos agradacionais pontuados- “PAC” (*punctuated aggradational cycles*) de Goodwin e Anderson (1985). Os ciclos “PAC” indicariam levantamentos relativos do nível de base com posterior preenchimento do espaço de acomodação. Na Formação Teresina estes ciclos iniciariam com folhelhos escuros e terminariam com arenitos finos, com laminação cruzada por onda e estratificação cruzada hummocky, ou carbonatos. Estes ciclos representariam intervalos de “raseamento”, iniciando com depósitos de águas mais distais e/ou profundas e terminando com depósitos de águas mais proximais e/ou rasas (Figura 4).

O nome Formação Estrada Nova é utilizado por alguns autores e se refere às formações Serra Alta e Teresina aflorantes na porção sudoeste do estado do São Paulo (MARANHÃO; PETRI, 1997). Nas regiões norte e nordeste da bacia, o intervalo estratigráfico correspondente às formações Serra Alta e Teresina é denominado de Formação Corumbataí (SCHNEIDER et al., 1974), onde se nota uma redução da espessura total das unidades e a presença de folhelhos avermelhados, aumento aparente da proporção de arenitos, coquinas e *bone beds* e uma diminuição gradual de rochas carbonáticas (HOLZ et al., 2010).

O contato da Formação Teresina com a Formação Serra Alta, subjacente, é transicional, com a mudança de um ambiente marinho de águas calmas para um ambiente de sedimentação em águas rasas, mais agitadas. Já o contato da Formação Teresina com a Formação Rio do Rasto, sobrejacente, é abrupto, com o surgimento de corpos espessos de arenitos apresentando grânulos ou intraclastos com brechas na base (MEGLHIORATTI, 2006).

3.3.1 O Paleoambiente da Formação Teresina

As litologias e estruturas sedimentares exibidas pela Formação Teresina levaram vários autores a proporem que seu paleoambiente seria um sistema marinho raso associado a planícies de marés (eg. Schneider et al. (1974), Milani et al. (2007)). No entanto, Lavina (1991), que constatou que as estruturas sedimentares presentes na formação seriam originadas por ação de ondas, e Rohn (1994), descartaram a influência de marés nos depósitos sedimentares da Formação Teresina.

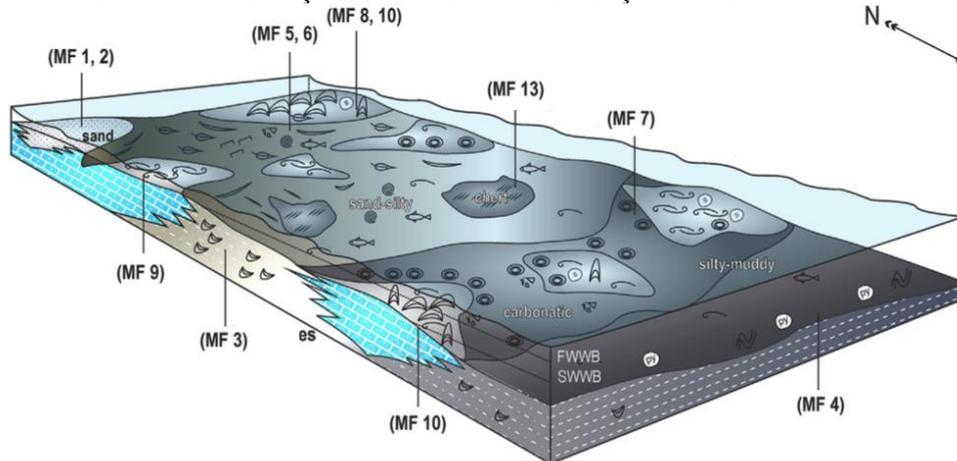
Segundo Rohn e Fairchild (2015), a Formação Teresina teria se depositado em um mar

epicontinental interior de fundo praticamente plano e águas muito rasas, essencialmente sem conexão oceânica. Neste ambiente, a influência de ondas de tempestades seria importante e exposições subaéreas ocorriam durante pequenos rebaixamentos do nível da água (ROHN, 1994, 2001; MEGLHIORATTI, 2006). Porém, em um estudo recente feito por Ng, Vega e Maranhão (2019), a associação de raras espécies de foraminíferos aglutinantes, glauconita autigênica e espículas de esponjas nos depósitos carbonáticos indicariam eventos de transgressões marinhas episódicas no grupo Passa Dois, com o pico destes eventos ocorrendo durante a deposição do “mar Teresina” na porção central da Bacia do Paraná.

As rochas carbonáticas, que ocorrem intercaladas às rochas heterolíticas, teriam sido formadas durante fases de alta salinidade de um raso corpo de água, em climas mais secos. A ampla distribuição geográfica de gretas de contração, que indicam amplas áreas com exposição subaérea, assim como as ocorrências de calcarenitos oolíticos formados em baixios (*shoals*), em certos intervalos na bacia, confirmam a existência de um corpo de água raso durante a deposição da Formação Teresina (ROHN, 1994, 2001; MEGLHIORATTI, 2006; HOLZ et al., 2010; FAIRCHILD et al., 2015).

Segundo o modelo de distribuição das microfácies da Formação Teresina proposto por Ng, Vega e Maranhão (2019) (Figura 5), as microfácies siliciclásticas são caracterizadas por depósitos siliciclásticos proximais (MF 1 e 2), siltitos bioturbados e rochas heterolíticas (MF 3) e argilitos ricos em matéria orgânica (MF 4), depositados em condições batimétricas mais profundas ou distais. As rochas carbonáticas encontram-se depositadas como camadas descontínuas e discordantes, sendo representadas pelas microfácies de depósitos carbonáticos micríticos rasos (MF 5, 6), depósitos oncolíticos e bioclásticos (MF 7), baixios (*shoals*) bioclástico-oolítico (MF 8), bancos de conchas de bivalves (MF 9), biohermas estromatolíticas (MF 10) e embaiamentos com esponjas (MF 13) (NG; VEGA; MARANHÃO, 2019).

Figura 5 - O modelo de distribuição das microfácies da Formação Teresina.



Legenda: Microfácies MF 1,2- depósitos siliciclásticos proximais; MF 3- siltitos bioturbados e rochas heterolíticas; MF 4- argilitos ricos em matéria orgânica; MF 5,6- depósitos carbonáticos micríticos rasos; MF 7 depósitos oncolíticos e bioclásticos, MF 8- baixios (*shoals*) bioclástico-oolítico; MF 9- bancos de conchas de bivalves; MF 10- biohermas estromatolíticas; MF 13- embaixamentos com esponjas.

Fonte: Modelo proposto por Ng, Vega e Maranhão (2019), baseado no modelo de Blomeier et al. (2013).

As microfácies carbonáticas apresentam componentes transportados, característica de depósitos tempestíticos, como observado nas microfácies de biohermas e bancos de conchas de bivalves (MF 8 e 9), e a laminação *wavy* comumente presente nas rochas heterolíticas (MF 3), indicam que o paleoambiente da Formação Teresina era influenciado por ondas de tempestades. Durante fases climáticas mais áridas e altamente estressantes, *mounds* estromatolíticos (MF 10) proliferavam, assim como assembleias de cianobactérias, esponjas e ostracodes, assemelhando-se a condições paleoambientais encontradas em sabkhas, como da Formação Pedra de Fogo, Permiano da Bacia do Parnaíba. A microfácies caracterizada pela presença de espículas de esponjas (MF 13) estaria relacionada a condições anóxicas à subóxicas, devido à alta preservação dos bioclastos (NG; VEGA; MARANHÃO, 2019).

Em relação aos fósseis da Formação Teresina, Ghilardi e Simões (2002) sugerem que os bivalves, que eram endêmicos da Bacia do Paraná, viveram em ambientes de água rasa afetados esporadicamente por tempestades, sob condições de variável salinidade resultante de momentos de intensa evaporação. O grupo de bivalve dominante da Formação Teresina, o Pinzonellinae, desaparece no Membro Serrinha devido a mudanças ambientais relacionadas a progressiva redução da salinidade da água nos ecossistemas costeiros da Bacia do Paraná (SIMÕES et al., 2015).

O declínio e baixa diversidade das espécies da flora *glossopteris* durante a deposição do grupo Passa Dois implica que as condições climáticas não eram mais tão favoráveis para o desenvolvimento das plantas. A extinção de vários gêneros durante a deposição do Grupo

Passa Dois poderia estar relacionada a um aumento do CO₂ atmosférico, devido à observação de adaptações morfológicas nas folhas de alguns gêneros para a sobrevivência em climas mais áridos (CHRISTIAN-DE-SOUZA; RICARDI-BLANCO, 2015).

Análises geoquímicas para a determinação do teor de boro em argilas em diversos furos de sondagem na Bacia do Paraná, feita por Rodrigues e Quadros (1976), e de isótopos de C e O em calcários oolíticos de Taguaí, em São Paulo, realizada por Suguio, Salati e Barcelos (1974), indicam condições de maior evaporação e salinidade da água durante a deposição da Formação Estrada Nova.

Ng, Vega e Maranhão (2019) salientam que a relação entre a abundância de microbialitos, de diversas formas e tamanhos, na Formação Teresina, e o evento de extinção em massa que ocorreu no limite Permiano-Triássico, em que mudanças climáticas teriam influenciado na formação de carbonatos microbiais, deveria ser investigado mais profundamente.

Adicionalmente, Tohver et al. (2013) sugerem, a partir de evidências geológicas, em conjunto com dados existentes de isótopos de carbono na Bacia do Paraná, que houve uma massiva liberação de metano, a partir de sedimentos ricos em matéria orgânica da Formação Irati, durante o evento de impacto de Araguainha, próximo ao limite Permiano-Triássico. Segundo estes autores, a liberação de metano durante este evento teria sido responsável por algumas das excursões isotópicas negativas observadas no limite Permiano-Triássico globalmente.

3.3.2 Idade e bioestratigrafia da Formação Teresina

Ferreira-Oliveira e Rohn (2010) propõem para o Grupo Passa Dois um intervalo de tempo deposicional restrito ao Permiano, baseado em informações geocronológicas, estratigráficas e paleobiológicas, indicando assim, para a Formação Teresina, o intervalo de idade do Kunguriano ao Wordiano.

Milani et al. (2007) propõem que a Formação Teresina é Guadalupiana, sendo as idades atribuídas, para esta e outras formações da Supersequência Gondwana I, baseadas em dados paleontológicos, predominantemente de palinórfos e vertebrados, além de dados de idades absolutas.

Holz et al. (2010) realizaram uma revisão da literatura sobre a estratigrafia, litoestratigrafia e bioestratigrafia da sucessão permocarbonífera na borda leste da Bacia do Paraná, e propuseram o intervalo de idade do Kunguriano superior ao Roadiano para a Formação Teresina.

A partir do estudo de assembleias palinológicas em testemunhos de furos de sondagem das Formações Teresina e no Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto, em conjunto com dados paleontológicos e geocronológicos, Neregato, Souza e Rohn (2008) consideraram o intervalo do Artinskiano ao Wordiano médio para a seção estudada.

Uma atualização do quadro biocronoestratigráfico de Holz et al. (2010) foi proposta por Ng, Vega e Maranhão (2019). A recalibração das biozonas de bivalves, macrofitofósseis e palinomorfos, em conjunto com dados geocronológicos, indicam o intervalo do Wordiano inferior ao Capitaniano superior para a deposição da Formação Teresina.

A Formação Corumbataí, que é equivalente às formações Serra Alta e Teresina, nas porções norte da Bacia do Paraná (SCHNEIDER et al., 1974), foi considerada Triássica por Ragonha (1984), devido à presença de fósseis de peixes da espécie *Xenocanthus moorei*, encontrada anteriormente em depósitos neotriássicos na Alemanha, Inglaterra, Índia e nos Estados Unidos. Amostras de cinzas vulcânicas forneceram idade $257,5 \pm 2,2$ Ma (Wuchiapingiano), pela técnica U–Pb convencional, na porção superior da Formação Corumbataí (ROCHA-CAMPOS et al., 2009).

Em relação aos dados de datações absolutas realizadas recentemente, Rocha-Campos et al. (2019) obtiveram a idade de 266.5 ± 7.1 Ma (Wordiano) para a Formação Teresina pelo método de datação U–Pb em grãos de zircão de origem vulcanogênica em siltitos. No estudo de Canile et al. (2016), foram apresentados novos dados em zircões detríticos de todas as unidades do Grupo Passa Dois, apresentando a idade dos grãos mais jovens de 260 ± 4 Ma presentes na Formação Teresina.

Em relação às idades atribuídas às outras formações do Grupo Passa Dois, a datação absoluta de camadas de cinzas vulcânicas presentes no topo da Formação Irati revelou a idade aproximada de $278,4 \pm 2,2$ Ma, correspondente ao final do Artinskiano (SANTOS et al., 2006). Também estão presentes nesta formação espécies de répteis semelhantes as encontradas na Formação Whitehill, da Bacia do Karoo (África do Sul). A presença de répteis mesossaurídeos nestas bacias permitiu o estabelecimento de correlações entre às duas unidades, sendo a idade Artinskiana atribuída à deposição da Formação Whitehill e consequentemente extrapolada à Formação Irati (LAGES, 2004).

Ocorrendo sobreposta à Formação Irati, a Formação Serra Alta apresenta uma fauna

de bivalves endêmicos do Permiano da Bacia do Paraná, o que impossibilita correlações cronoestratigráficas com outras bacias. Também são observados ostracodes, fragmentos de gimnospermas e restos fosfatizados de mesossaurídeos na base desta formação (WARREN et al., 2015).

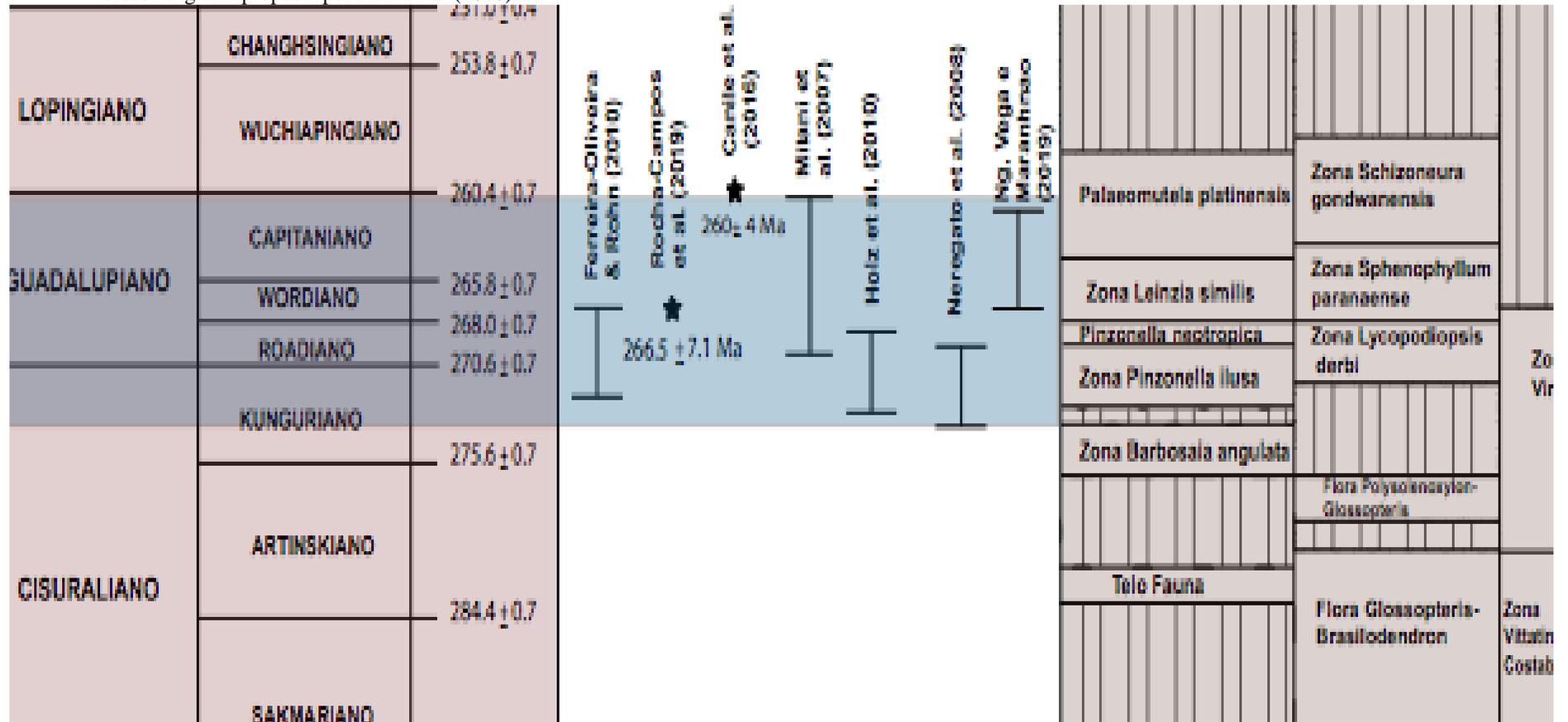
Sobreposta à Formação Teresina, na Formação Rio do Rasto, Membro Serrinha, foi feita a correlação da espécie de bivalve *Leinzia similis* com a Formação Gai-As na Namíbia. A datação radiométrica de grãos de zircão presentes em camadas de cinzas vulcânicas intercaladas com a porção superior da Formação Gai-As, revelou uma idade de 265 ± 2.5 Ma (STOLLHOFEN et al., 2000), equivalente ao limite Wordiano–Capitaniano.

No Membro Morro Pelado, tetrápodes encontrados na Serra do Cadeado (RS) foram correlacionados às Zonas *Pristerognathus*, *Tropidostoma* e *Cistecephalus* na Bacia do Karoo, consideradas de idade Tatariana superior (Wuchiapingiano) (LANGER, 2000; CISNEROS et al., 2005). Espécies de conchostráceos da família de Leaiide, classificados como *Hemicycloleia mitchelli*, foram identificados próximo ao topo da Formação Rio do Rasto. A presença desta espécie permitiu a correlação desta formação com o Tatariano superior (Wuchianpingiano) do Grupo Newcastle Coal Measures da Bacia de Sydney, Austrália (FERREIRA-OLIVEIRA; ROHN, 2010). Nesta bacia australiana, o topo da Zona *Falsisca zavjlovi-Tripemphigus minutus* pode ser reconhecida pelo desaparecimento de *H. mitchelli* na porção superior do Grupo Newcastle Coal Measures. O desaparecimento de diversos gêneros tipicamente permianos no topo da Zona *F. zavjlovi-T.minutus* marca seu limite superior, sendo caracterizado como a maior extinção que ocorreu em faunas de conchostráceos em todas as unidades permianas, bem abaixo do limite Permiano–Triássico, no Changhsingiano (KOZUR; WEEMS, 2010).

Em relação à bioestratigrafia da Formação Teresina, bivalves observados comumente em rochas carbonáticas e subordinadamente em arenitos (HOLZ et al., 2010), fazem parte das biozonas *Pinzonella illusa* e *Pinzonella neotropica* (NEVES; ROHN; SIMÕES, 2010). Estes bivalves são espécies endêmicas da Bacia do Paraná (FERREIRA-OLIVEIRA, 2007), impossibilitando uma posição cronoestratigráfica exata da Formação Teresina. As assembleias palinológicas da Formações Teresina pertencem à Zona *Lueckisporites virkkiae* (NEREGATO; SOUZA; ROHN, 2008) e os macrofitofósseis fazem parte da Zona *Lycopodiopsis derbyi*, segundo Rohn e Rösler (2000).

Embora existam diversas idades propostas para a Formação Teresina, o intervalo mais aceito seria o do Kunguriano médio ao Capitaniano (Figura 6).

Figura 6 - Tabela mostrando as idades atribuídas a Formação Teresina por diversos autores. Subdivisão da escala de tempo geológico proposta por Gradstein et al. (2004) e bioestratigrafia proposta por Holz et al. (2010).



Fonte: A autora, 2020.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Obtenção dos dados

Amostras da Formação Teresina foram coletadas dos testemunhos dos furos de sondagem mencionados anteriormente para análises de isótopos estáveis, carbono orgânico total (COT) e estudos petrográficos. Para os estudos isotópicos foram selecionados diversos níveis com rochas carbonáticas e siliciclásticas dos testemunhos e, para a análise de carbono orgânico total, foram amostrados os níveis de folhelhos que possuíam a maior probabilidade de apresentar material orgânico preservado.

Tanto para as análises isotópicas como para as análises de carbono orgânico total, a amostragem nos testemunhos não seguiu um espaçamento regular. Para o estudo petrográfico foram coletadas amostras correspondentes aos diferentes tipos de fácies descritas para a Formação Teresina.

4.2 Preparação das amostras

A preparação das amostras foi realizada no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA), situado na Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Foram maceradas e pulverizadas de 2 a 4 gramas de amostra no tamanho de 80 mesh (0,177mm) em gral de ágata, sendo 33 amostras do testemunho do FP-04-PR e 137 amostras do testemunho do FP-11-PR. As amostras foram condicionadas em potes de acrílico e codificadas com o nome do furo de sondagem e sua profundidade.

4.3 Análise de Carbono Orgânico Total (COT)

Os dados de Carbono Orgânico Total (COT) da Formação Teresina foram obtidos pela análise de 11 amostras coletadas do testemunho do FP-04-PR e 35 amostras do testemunho do

FP-11-PR. As análises foram feitas no analisador de C e S da marca Leco, modelo SC-632, pertencente ao Laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica (LGQM) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Este equipamento determina os teores de C e S da rocha por meio de um processo de combustão.

Antes das amostras irem para o analisador, todo o carbono inorgânico é removido pelo processo de acidificação com o intuito de que todo o carbono analisado seja referente somente ao da matéria orgânica presente. Nesta etapa, 250mg de amostra é tratada com uma solução de 200ml de ácido clorídrico 1:1 e água destilada por 18 horas. Após a acidificação, as amostras foram lavadas com água destilada por seis vezes, sendo a primeira lavagem à quente. Na etapa seguinte, as amostras foram secas em banho de luz a 80°C por 18 horas, e posteriormente, repesadas para o cálculo do resíduo insolúvel.

Os resíduos insolúveis foram levados para o analisador de C e S onde foram submetidos ao processo de oxidação por queima a 1350°C. No equipamento, detectores de infravermelho determinam a quantidade de CO₂ e SO₂ contida na amostra em porcentagem de peso relativo à amostra original.

4.4 Análise de Isótopos estáveis

Isótopos são átomos de um mesmo elemento químico que possuem em seu núcleo o mesmo número de prótons (Z), mas diferente número de nêutrons (N), resultando em diferente massa atômica (A). Os isótopos podem ser divididos em estáveis e instáveis (radioativos). Os primeiros estudos isotópicos iniciaram com Urey (1947) e Bigeleisen e Mayer (1947), que mostraram a possibilidade de calcular a constante de equilíbrio em reações de troca isotópica. Posteriormente, seguiram os estudos de Nier (1950) e Craig (1957) em isótopos de oxigênio e carbono.

A partição de isótopos entre duas substâncias ou duas fases da mesma substância com diferentes razões isotópicas é chamado de fracionamento isotópico (HOEFS, 2018). Os principais fenômenos que produzem o fracionamento isotópico dependente da massa são os efeitos cinéticos e de equilíbrio. Os processos cinéticos são aqueles que dependem primariamente nas diferenças das taxas de reação das moléculas isotópicas e estão associados com processos rápidos, incompletos ou unidirecionais como evaporação, difusão e reações de dissociação. Já os efeitos de equilíbrio estão relacionados com as diferenças no

comportamento químico entre os isótopos do mesmo elemento decorrentes dos movimentos rotacionais, translacionais e vibracionais das moléculas (WHITE, 2015).

As análises isotópicas de C e O foram realizadas na fração carbonática da rocha total das amostras coletadas na área de estudo. Embora a fração carbonática seja de natureza variada, incluindo carbonatos de origem marinha, como carapaças carbonáticas de diferentes organismos, micrita e carbonatos de origem diagenética, seu uso em análises isotópicas em seções de diversas bacias sedimentares (AZEVEDO; RODRIGUES; TAKAKI, 1995; SHACKLETON; HALL, 1995; RODRIGUES et al., 2019) vêm se apresentado como uma excelente ferramenta em estudos de correlação estratigráfica e paleoambientais.

Para identificar e quantificar a razão isotópica em rocha total dos átomos de C e O nas amostras, foi utilizado o espectrômetro de massas para razão isotópica, IRMS (*isotope ratio mass spectrometer*), modelo Thermo Delta V plus, acoplado ao equipamento Kiel IV Carbonate Device, do Laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica (LGQM) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Aproximadamente 100µg de cada amostra pulverizada é inserida em frascos de vidro e condicionadas em bandejas no equipamento Kiel IV. Para calibração e acurácia nos resultados, foram utilizados padrões de calcita e IAEA-CO1 em cada análise. As amostras reagem com o ácido ortofosfórico (H₃PO₄) para a extração do CO₂ nos carbonatos. O CO₂ liberado é coletado criogenicamente e suas razões isotópicas são medidas em relação a um gás de referência no espectrômetro. As amostras foram calibradas para VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) usando o padrão de referência IAEA-CO-1-*Marble*.

Os resultados são dados na notação δ, expressa em per mil (‰). Esse valor é obtido pela comparação da razão isotópica medida da amostra (R_{amostra}) com o valor de um material de referência (R_{referência}) (equação 1):

$$\delta_{em} (\text{‰}) = [(R_{amostra} - R_{referência}) / R_{referência}] \times 1000 \quad (1)$$

R representa a razão isotópica (razão do isótopo pesado para o isótopo leve) medida do ¹³C/¹²C e do ¹⁸O/¹⁶O. Se o valor de δ é negativo, isto indica que a amostra está empobrecida no isótopo pesado em relação ao material de referência. Se o valor de δ é positivo, a amostra é enriquecida no isótopo pesado em relação ao material de referência (HOEFS, 2018).

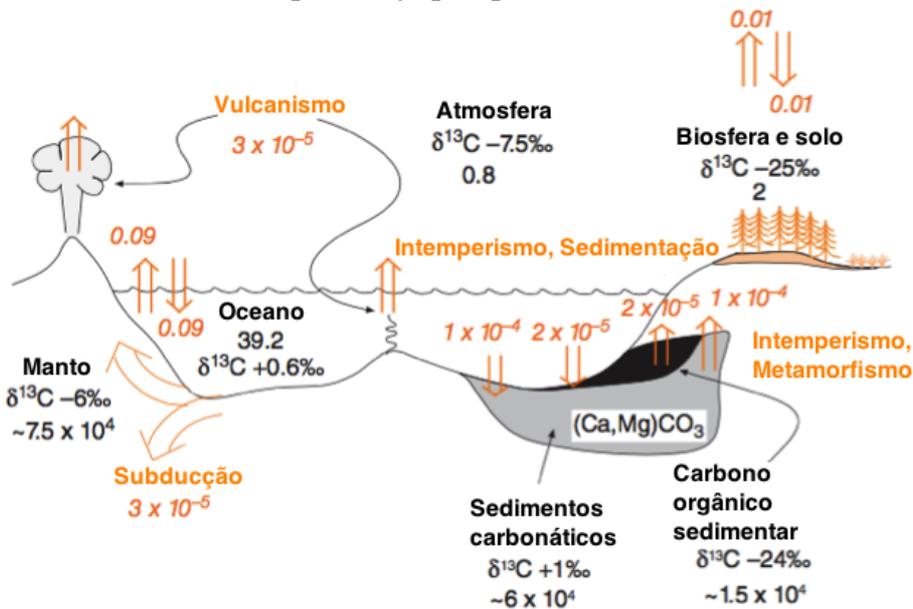
O padrão PDB utilizado refere-se ao fóssil belemnite da Formação Pee Dee, do Cretáceo, localizado no estado da Carolina do Sul, EUA. Como o padrão original foi

exaurido, padrões secundários são utilizados, como o V-PDB (sintético e V significa Vienna), com sua composição isotópica calibrada em relação ao PDB (HOEFS, 2018).

4.4.1 Isótopos de Carbono

O ciclo do carbono ao longo do tempo geológico é caracterizado por três grandes reservatórios: carbonatos sedimentares, carbono sedimentar orgânico e o manto, assim como os fluxos que existem entre esses reservatórios, os oceanos e a atmosfera (Figura 7) (WHITE, 2015). O carbono possui dois isótopos estáveis, com as seguintes abundâncias: ^{12}C (98.89%) e ^{13}C (1.11%).

Figura 7 – O ciclo do carbono ao longo do tempo geológico.



Legenda: Os fluxos entre os reservatórios, em unidade de 10^{18} g/ano, e as estimativas da composição isotópica e a quantidade de carbono (em unidade de 10^{18} gramas) em cada reservatório.

Fonte: Adaptado de White (2015).

As diferenças de massa entre os dois isótopos geram um fracionamento durante a fotossíntese, com a concentração do isótopo ^{12}C na matéria orgânica sintetizada, devido ao seu menor peso molecular, enquanto o carbonato inorgânico, precipitado no ambiente aquático, vai ser menos afetado por processos de fracionamento (WEISSERT; JOACHIMSKI; SARNTHEIN, 2008).

Em ambientes marinhos, os processos metabólicos, como a respiração e a fotossíntese, afetam o $\delta^{13}\text{C}$ do carbono inorgânico dissolvido na água (RODRIGUES, 2005). A composição isotópica do foraminífero planctônico, que é enriquecido em ^{13}C , em comparação ao foraminífero bentônico, demonstra a incorporação do ^{12}C na formação da matéria orgânica durante a fotossíntese, tornando as águas superficiais empobrecidas em ^{12}C . Uma porção da matéria orgânica é transferida para águas profundas onde é reoxidada, o que causa um enriquecimento de ^{12}C em águas profundas (HOEFS, 2018). No entanto, durante eventos anóxicos, a matéria orgânica, enriquecida no isótopo mais leve, é preservada pelo soterramento, resultando em um enriquecimento de ^{13}C no oceano e, conseqüentemente, no aumento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos precipitados nestas condições. Durante eventos de extinção em massa, o oceano não teria essa variabilidade isotópica entre as águas superficiais e profundas porque as águas superficiais não seriam pobres em ^{12}C devido a uma redução da produtividade primária, refletindo em valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos (RODRIGUES, 2005; RODRIGUES et al., 2019).

O carbonato de cálcio precipitado em águas oceânicas pode ter um fator de enriquecimento, dependendo da mineralogia, com o mineral aragonita enriquecido em ^{13}C em 1.6% em relação à calcita de baixo magnésio (ROMANEK; GROSSMAN; MORSE, 1992). Esse fator é pouco afetado pela temperatura, tornando os isótopos de carbono em precipitados carbonáticos um bom monitorador da composição isotópica do carbono neste ambiente (WEISSERT ; JOACHIMSKI; SARNTHEIN, 2008).

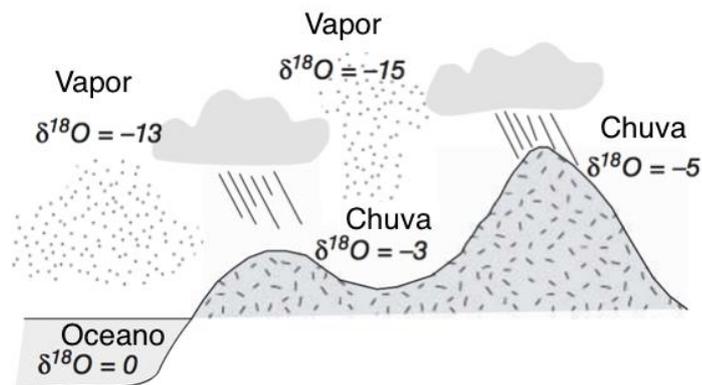
4.4.2 Isótopos de Oxigênio

O oxigênio é o elemento mais abundante na Terra, sendo encontrado em compostos sólidos, líquidos e gasosos. O oxigênio tem três isótopos estáveis, com as seguintes abundâncias: ^{16}O (99,75%), ^{17}O (0.038%) e ^{18}O (0,205%).

O fracionamento em isótopos de oxigênio ocorre em reações de troca de equilíbrio, em processos cinéticos e nas diferenças de pressão de vapor. Nos oceanos, o fracionamento em isótopos de oxigênio em processos de evaporação-condensação é observado devido a diferenças de pressão de vapor das moléculas. As moléculas mais leves são enriquecidas na fase vapor, com a extensão deste processo dependente da temperatura. O vapor, ao deixar a superfície do oceano, se resfria ao subir e a chuva se forma. A remoção de gotas de chuva a

partir da massa de ar resulta na diminuição da razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ no vapor residual, devido às gotas de chuva serem enriquecidas em ^{18}O . Conforme maior condensação ocorre, se houver mais resfriamento, a composição isotópica nas gotas de chuva liberada pelas nuvens será mais enriquecida em ^{16}O , comparada com as gotas de chuva iniciais. Adicionalmente, maior a distância entre o local de evaporação (oceano) e a precipitação, mais enriquecido em ^{16}O serão as gotas de chuva. Se o vapor de água se mover por regiões montanhosas, sua subida, resfriamento e posterior precipitação ao passar por uma montanha, também resultará em valores isotopicamente mais leves que o vapor de água original (Figura 8) (WHITE, 2015; HOEFS, 2018). A salinidade da água também controla a variação na composição isotópica do oxigênio no oceano. Águas oceânicas com salinidade maior que 3,5%, oriundas de alta evaporação, vão possuir maior concentração de ^{18}O (HOEFS, 2018).

Figura 8 - Ilustração mostrando o fracionamento em isótopos de oxigênio durante a evaporação.



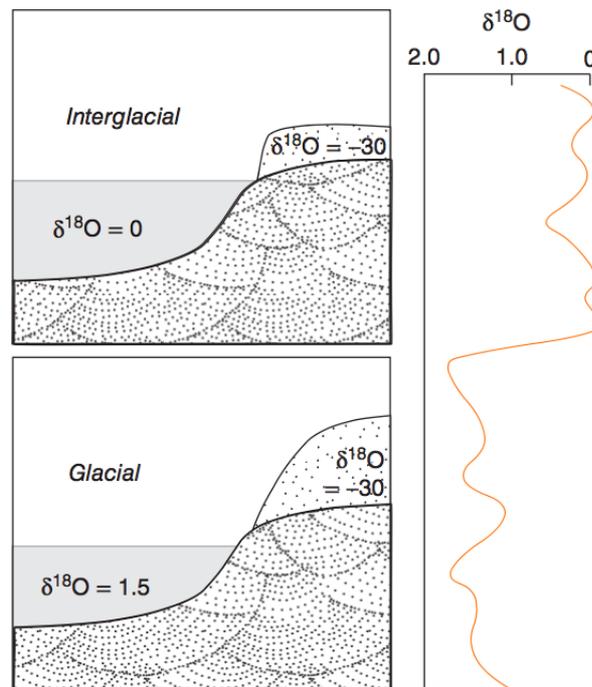
Legenda: O fracionamento em isótopos de oxigênio durante o processo de evaporação e o aumento do fracionamento conforme a chuva move em direção ao continente.
 Fonte: Modificado de White (2015).

A composição isotópica do oxigênio em rochas carbonáticas depende principalmente da composição do fluido ambiente e da temperatura de precipitação (WEISSERT; JOACHIMSKI; SARNTHEIN, 2008). Existe uma partição diferencial entre as fases sólida e líquida, com o ^{18}O enriquecido na fase sólida, sendo esse enriquecimento dependente da temperatura. Em altas temperaturas, íons carbonato com átomos ^{18}O permanecem em solução, resultando em carbonatos formados nessas condições, menos enriquecidos em ^{18}O do que aqueles formados em baixas temperaturas (RODRIGUES et al., 2019). Em um oceano com uma composição isotópica constante da água, um aumento na temperatura de um pouco mais de 4°C corresponde a uma diminuição em $\delta^{18}\text{O}$ de 1‰ (SHACKLETON, 1987). Em temperaturas estáveis, uma mudança de $\delta^{18}\text{O}$ de -1‰, representa uma subida no nível do mar induzido pela deglaciação, resultante do derretimento do gelo polar isotopicamente mais leve

durante períodos interglaciais (WEISSERT; JOACHIMSKI; SARNTHEIN, 2008). O fracionamento isotópico também pode variar dependendo da mineralogia, pois foi observado que o fator de fracionamento da aragonita é 0.6‰ maior do que na calcita (HOEFS, 2018).

Os isótopos de oxigênio podem ser usados no estudo de mudanças paleoclimáticas devido à composição isotópica do oceano variar durante os períodos glaciais e interglaciais. Durante o período interglacial a proporção de ^{18}O para ^{16}O encontra-se em equilíbrio porque o vapor de água nas nuvens, enriquecido em ^{16}O , precipita como chuva e retorna ao oceano. No entanto, durante o período glacial, o vapor de água nas nuvens precipita como neve e fica armazenado nas calotas de gelo, resultando no enriquecimento do oceano em ^{18}O (EMILIANI, 1995). Com o entendimento do processo de fracionamento nos isótopos de oxigênio ao longo do tempo, foi observado que mudanças na composição isotópica do oceano registraria variações na temperatura e composição da água do mar, sendo estes fatores controlados por variações no volume de gelo (Figura 9) (SHACKLETON; OPDYKE, 1977).

Figura 9 - Ilustração mostrando variações de $\delta^{18}\text{O}$ do oceano entre os períodos glaciais e interglaciais.



Legenda: Considerando que as águas oceânicas possuem um ^{18}O de 0‰ e o gelo glacial uma composição isotópica média de -30‰

Fonte: WHITE, 2015.

4.5 Estudo petrográfico

Nos testemunhos de sondagem amostrados foram selecionados intervalos correspondentes aos diferentes tipos de fácies observadas na Formação Teresina para a confecção de lâminas delgadas. As análises foram feitas em microscópio óptico com o intuito de obter a classificação litológica, a caracterização de microfácies, a identificação do provável ambiente deposicional destas rochas e os processos diagenéticos presentes.

Foram confeccionadas 14 lâminas delgadas, sendo 1 lâmina proveniente do poço FP-04-PR e 13 lâminas do poço FP-11-PR. As lâminas estudadas foram impregnadas com resina *epoxy* azul para a melhor visualização dos poros e confeccionadas pela empresa GKM.

Foi utilizado o microscópio óptico petrográfico Zeiss Axio Imager.A2 com objetivas de 1,25x, 2,5x, 5x, 10x, 20x, pertencente ao Laboratório de Paleontologia da Faculdade de Geologia-FGEL da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. O registro das principais feições composicionais e texturais de cada lâmina foi realizado com a aquisição de fotomicrografias obtidas por câmeras digitais acopladas ao microscópio óptico.

Para a classificação das rochas carbonáticas foi utilizada a proposta de Dunham (1962), modificada posteriormente por Embry e Klovan (1971). A classificação de Embry e Klovan baseia-se na caracterização da rocha pela observação da textura deposicional presente considerando dois de seus aspectos: o empacotamento dos grãos e a relativa abundância dos grãos em relação a micrita, e se os grãos carbonáticos mostram ou não evidência de terem sido ligados organicamente durante a deposição (Figura 10).

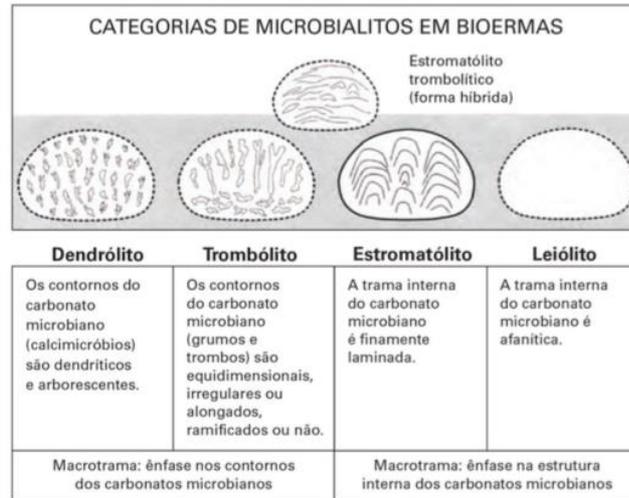
Figura 10 - Classificação de rochas carbonáticas por Embry e Klovan (1971).

CALCÁRIOS ALÓCTONES					CALCÁRIOS AUTÓCTONES				
Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição (<10% grão >2 mm)				Textura deposicional não-reconhecível	Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição		Componentes originais ligados organicamente durante a deposição		
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)					>10% grãos >2 mm		Organismos que atuam como obstáculos	Organismos que encrustam e ligam	Organismos que constroem um arcabouço rígido
Suportado por matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz	Sem matriz, grão-suportado		Suportado pela matriz	Suportado por componentes maiores que 2 mm			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos								
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Crystalline</i>	<i>Floatstone</i>	<i>Rudstone</i>	<i>Bafflestone</i>	<i>Bindstone</i>	<i>Framestone</i>
									

Fonte: Embry e Klovan (1971), adaptado por TERRA et al. (2010).

Os microbialitos, que são depósitos organosedimentares produzidos, por ação direta ou indireta, de atividade microbiana, foram classificados segundo sua macrofábrica interna dominante em estromatólito (laminado), trombólito (coagulado), dendrólitos (dentrítico) e leiólito (afanítico) (Figura 11) (RIDING, 2011).

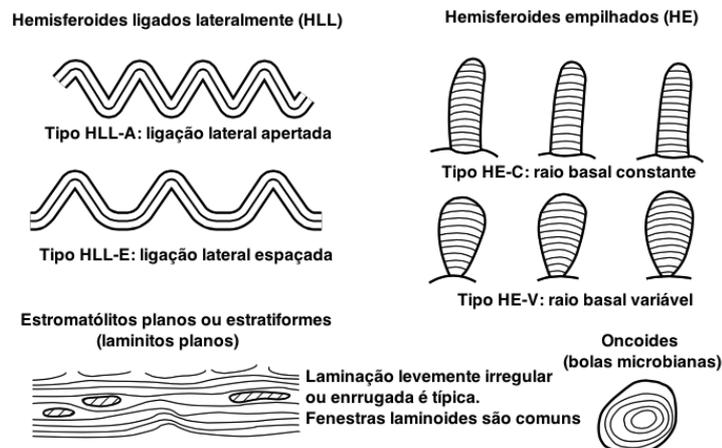
Figura 11 - Representação esquemática das categorias de microbialitos segundo Riding (2011) (FAIRCHILD, 2015).



Fonte: FAIRCHILD, 2015.

Os estromatólitos presentes foram descritos segundo sua forma, podendo ser dômicos/pseudocolunares (hemisferóides ligados lateralmente- HLL), colunares (hemisferóides empilhados- HE) e estromatólitos esféricos- EE (oncóide)) (LOGAN et al., 1964) (Figura 12).

Figura 12 - Classificação morfológica de estromatólitos segundo Logan et al. (1964). Ilustração traduzida de Tucker (2001).



Fonte: Adaptada de Tucker, 2001.

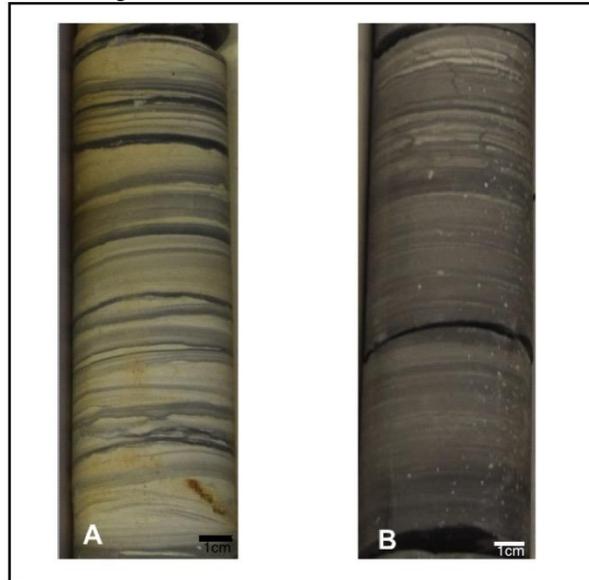
5 RESULTADOS

O estudo da Formação Teresina iniciou com a descrição dos testemunhos dos furos de sondagem amostrados, onde foram observadas as litologias, estruturas sedimentares e o conteúdo fossilífero presente. Posteriormente, foi realizado o estudo petrográfico microscópico, com a caracterização de microfácies carbonáticas, e a aplicação de análises geoquímicas, para quantificar o carbono orgânico total nas amostras, e análises em isótopos estáveis de C e O em carbonatos e na fração carbonática das rochas siliciclásticas. Os resultados são descritos a seguir.

5.1 Descrição dos furos de sondagem

No estudo dos testemunhos amostrados, foi observado que a Formação Teresina é constituída predominantemente por rochas heterolíticas, compostas por arenitos muito finos esbranquiçados, intercalados com siltitos e folhelhos cinza claros a escuros (Figura 13a). Nesta litologia é comumente observado o acamamento *flaser* e *wavy* (Figura 14a), além de bioturbação, podendo ser intensa em alguns intervalos, gerando um aspecto mosqueado nas rochas (Figura 14b). Gretas de contração foram identificadas nos folhelhos das rochas heterolíticas (Figura 14c). Nos arenitos destas rochas heterolíticas foram observados porções com laminação cruzada por onda, provavelmente formada durante tempestade (Figura 14d). Também foram observadas rochas heterolíticas predominantemente argilosas, caracterizadas pela presença de folhelhos cinza escuros, com intercalações de siltitos e arenitos finos, apresentando subordinadamente acamamento *wavy* e lenticular, com presença de níveis bioturbados (Figura 13b).

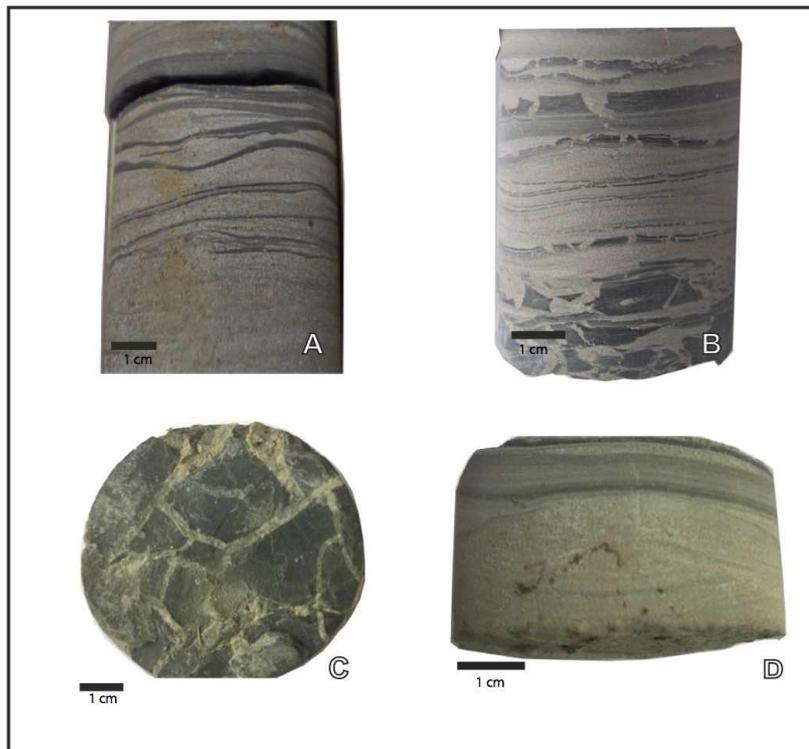
Figura 13 - Rochas heterolíticas presentes na Formação Teresina no testemunho do furo de sondagem FP-11-PR.



Legenda: a) Rochas heterolíticas predominantemente arenosas, b) Rochas heterolíticas predominantemente argilosas.

Fonte: A autora, 2020.

Figura 14 - Estruturas sedimentares da Formação Teresina nos testemunhos dos furos de sondagem FP-04-PR e FP-11-PR.



Legenda: a) Acamamento *flaser* e *wavy* a 20,60 metros de profundidade no testemunho do furo de sondagem FP-04-PR; b) Bioturbação em rocha heterolítica a 114,21 metros de profundidade no testemunho do furo de sondagem FP-11-PR; c) Gretas de contração a 116,20 metros de profundidade no testemunho do furo de sondagem FP-11-PR e d) Laminação cruzada por onda a 144,7 metros de profundidade no testemunho do furo de sondagem FP-11-PR.

Fonte: A autora, 2020.

Foram reconhecidos nestas rochas, níveis fluidizados, possivelmente ocasionados por atividade sísmica nos sedimentos ainda não consolidados (Figura 15a). Brechas intraformacionais (Figura 15b) e estruturas de carga como estrutura de chama e *ball-and-pillow* também foram observadas (Figura 15c). Uma folha de licófitas e outros restos vegetais não reconhecidos, encontravam-se preservados pelo processo de carbonificação, no testemunho do furo de sondagem FP-11-PR (Figura 15d).

Figura 15 – Estruturas sedimentares e macrofitofósseis da Formação Teresina nos testemunhos dos furos de sondagem FP-04-PR e FP-11-PR.



Legenda: a) Sedimentos fluidizados a 250 metros de profundidade no testemunho do furo de sondagem FP-11-PR; b) Brechas intraformacionais a 23,50 metros de profundidade no testemunho do furo de sondagem FP-04-PR; c) Estruturas de carga e *ball-and-pillow* a 134,90 metros de profundidade no testemunho do furo de sondagem FP-11-PR e d) Folha de licófitas e outros restos vegetais não reconhecidos carbonificados a 79,50 metros de profundidade no testemunho do furo de sondagem FP-11-PR.

Fonte: A autora, 2020.

As rochas carbonáticas encontram-se intercaladas principalmente às rochas heterolíticas mais siltico-arenosas, apresentando, predominantemente, espessuras que variam de centimétricas a decimétricas. Foram observados mudstones, grainstones oolíticos, wackestone bioclástico e floatstone intraclástico (Figura 16). Estas rochas vão ser analisadas com mais detalhe no estudo petrográfico.

Figura 16 - Rochas carbonáticas observadas na Formação Teresina no testemunho do furo de sondagem FP-11-PR.



Legenda: a) Mudstones maciços de granulação fina a 21,2 metros de profundidade no testemunho do furo de sondagem FP-11-PR; b) Wackestone composto por lama carbonática retrabalhada, outros grãos aloquímicos a 151,20 metros de profundidade; c) Floatstone intraclástico a 214,4 metros de profundidade e d) Calcarenito oolítico (grainstone) a 156,65 metros de profundidade.

Fonte: A autora, 2020.

Os mudstones encontrados são maciços e compostos por cristais carbonáticos muito finos (micrita), fato que dificultou sua adequada identificação nas análises macroscópicas. Outros grãos aloquímicos não foram identificados (Figura 16a).

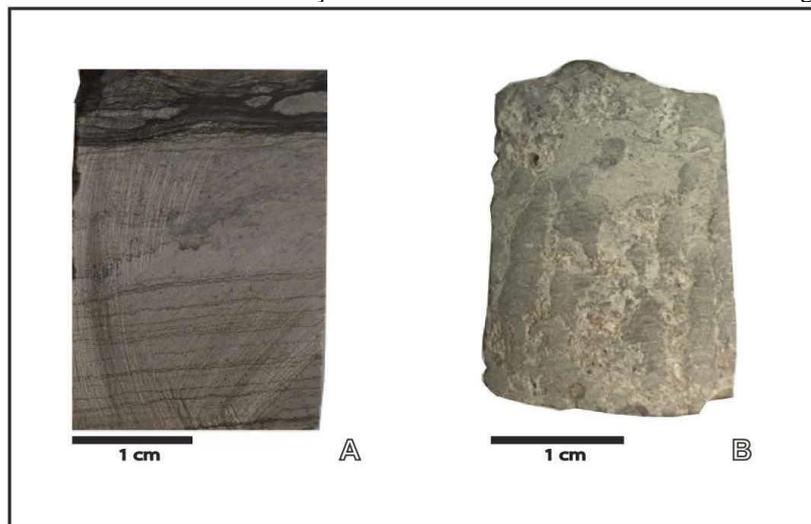
Os grainstone oolíticos foram comumente observados, predominantemente nos níveis superiores da formação. Os oóides nestas rochas são esféricos a sub-esféricos e possuem

diâmetros menores que 1 milímetro. Os espaços intergranulares encontram-se preenchido por cimento carbonático e estruturas sedimentares não foram observadas. Em algumas amostras foram identificadas valvas de bivalves milimétricas associadas aos oóides. Em alguns níveis foram observados oóides e valvas de bivalves, que foram possivelmente dissolvidos e recristalizados durante a diagênese (Figura 16d)

Os wackestones são menos comuns e apresentam fragmentos milimétricos a centimétricos de lama carbonática retrabalhada e outros grãos aloquímicos transportados, incluindo pelóides, intraclastos, oncóides e fragmentos de estromatólitos (Figura 16b). Alguns níveis são caracterizados por floatstones, compostos por grãos de lama carbonática e outros intraclastos retrabalhados (Figura 16c).

Associados a estas rochas carbonáticas também foram observados estromatólitos planos, dômicos e colunares (Figura 17). Os estromatólitos planos (laminitos microbianos) possuem laminação marrom acastanhada e espessura milimétrica, sendo reconhecidos pela presença de irregularidades em sua espessura resultante de sua origem microbiana (Figura 17a porção inferior).

Figura 17 - Estromatólitos da Formação Teresina no testemunho do furo de sondagem FP-11-PR.



Legenda: a) Estromatólitos planos e dômicos a 86,95 metros de profundidade; b) Estromatólitos colunares a 151,3 metros de profundidade.

Fonte: A autora, 2020.

Os estromatólitos dômicos (Figura 17a na porção superior), compostos por lâminas que são contínuas de um domo para outro, e os estromatólitos colunares (Figura 17b) possuem altura variando de milimétrica à centimétrica, sendo os espaços entre as colunas preenchidas por micrita.

As fácies siliciclásticas e carbonáticas observadas na Formação Teresina encontram-se apresentadas na Tabela 1.

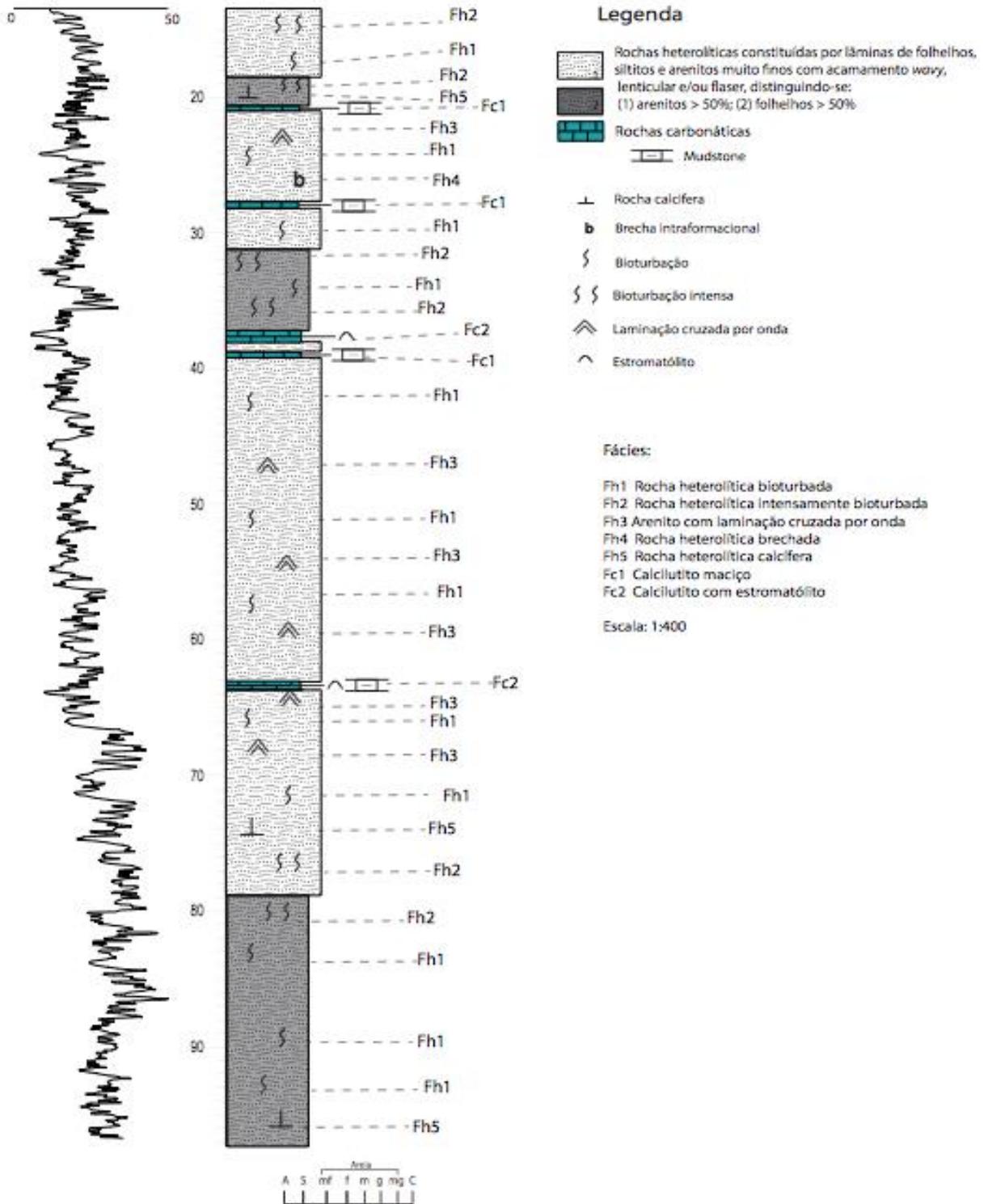
Tabela 1 - Fácies observadas na Formação Teresina.

Fácies	Descrição
Fácies siliciclásticas	
Fh1	Rochas heterolíticas constituídas por folhelhos, siltitos e arenitos muito finos, com acamamento wavy, lenticular e/ou flaser, com presença de bioturbação.
Fh2	Rochas heterolíticas constituídas por folhelhos, siltitos e arenitos muito finos, com acamamento wavy, lenticular e/ou flaser, com presença de bioturbação intensa, apresentando aspecto mosqueado.
Fh3	Rochas heterolíticas constituídas por folhelhos, siltitos e arenitos muito finos, com acamamento wavy, lenticular e/ou flaser, apresentando laminação cruzada por onda nos níveis arenosos.
Fh4	Brechas intraformacionais constituídas por fragmentos de rochas heterolíticas.
Fh5	Rochas heterolíticas com maior proporção de grãos carbonáticos.
Fh6	Rochas heterolíticas fluidizadas, associadas à ação de sismos.
Fh7	Rochas heterolíticas constituídas por folhelhos, siltitos e arenitos muito finos, com acamamento wavy, lenticular e/ou flaser, com presença de gretas de contração nos níveis argilosos.
Fh8	Rochas heterolíticas constituídas por folhelhos, siltitos e arenitos muito finos, com acamamento wavy, lenticular e/ou flaser, com presença de estruturas deformacionais, como estrutura de chama e <i>ball and pillow</i> .
Fh9	Rochas heterolíticas constituídas por folhelhos, siltitos e arenitos muito finos, com acamamento wavy, lenticular e/ou flaser, apresentando níveis com concreções carbonáticas.
Fácies carbonáticas	
Fc1	Mudstones maciços.
Fc2	Mudstones maciços apresentando níveis com estromatólitos.
Fc3	Grainstones oolíticos, apresentando oóides esféricos a subsféricos, milimétricos.
Fc4	Grainstones oolíticos associados com valvas de bivalves milimétricas.
Fc5	Wackestones bioclásticos com fragmentos milimétricos a centimétricos de lama carbonática retrabalhada e outros grãos aloquímicos transportados.
Fc6	Floatstone intraclástico composto por grãos de lama carbonática e outros intraclastos retrabalhados.

Fonte: A autora, 2020.

Os perfis litológicos dos testemunhos dos furos de sondagem FP-04-PR (Figura 18) e FP-11-PR (Figura 19 a e b), em conjunto com os perfis de raio gama adquiridos pela CPRM (ABOARRAGE; LOPES, 1986), são apresentados a seguir.

Figura 18 - Perfil litológico do testemunho do furo de sondagem FP-04-PR.



Fonte: A autora, 2020.

Figura 19 – Perfil litológico do testemunho do furo de sondagem FP-11-PR. (Continua)

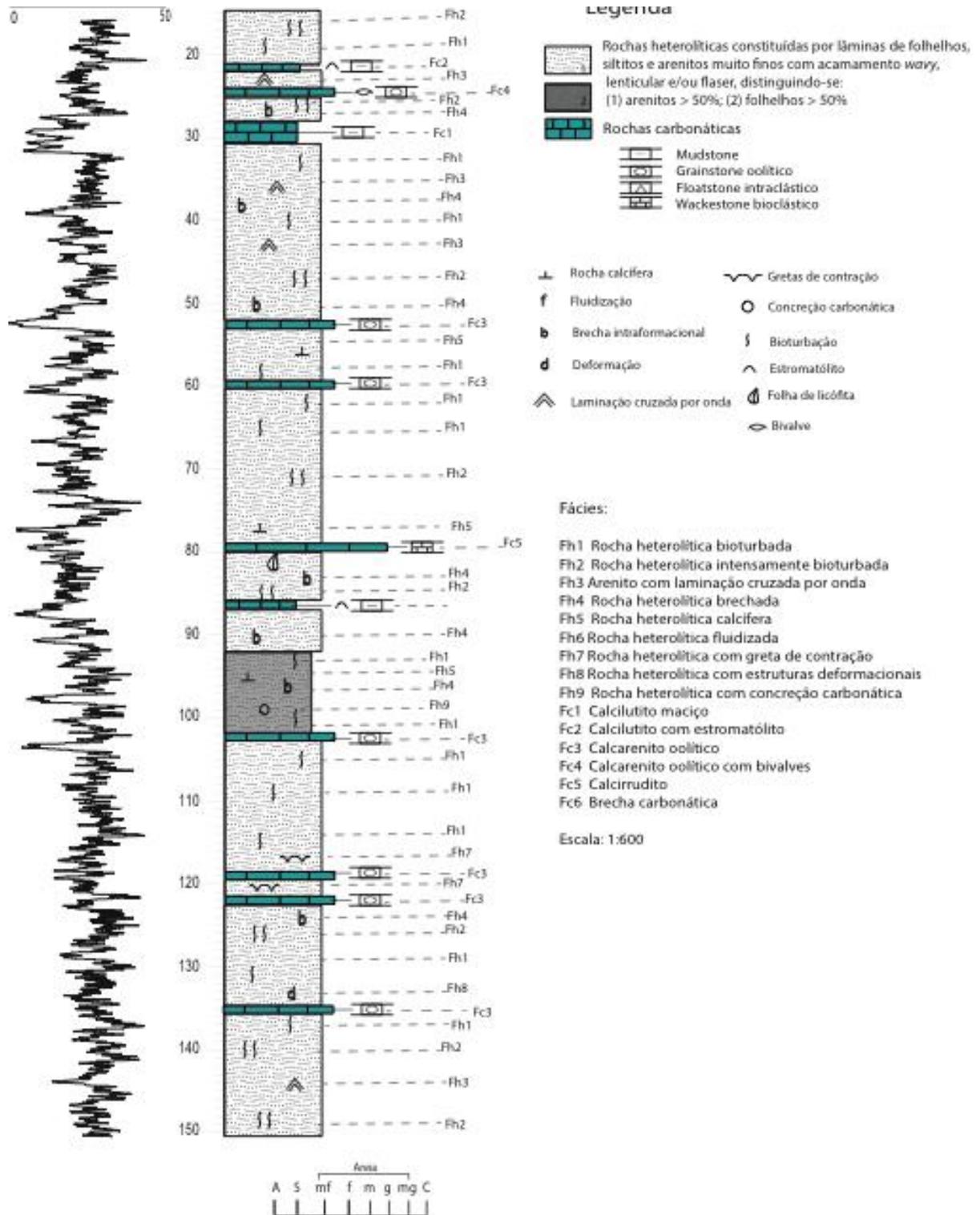
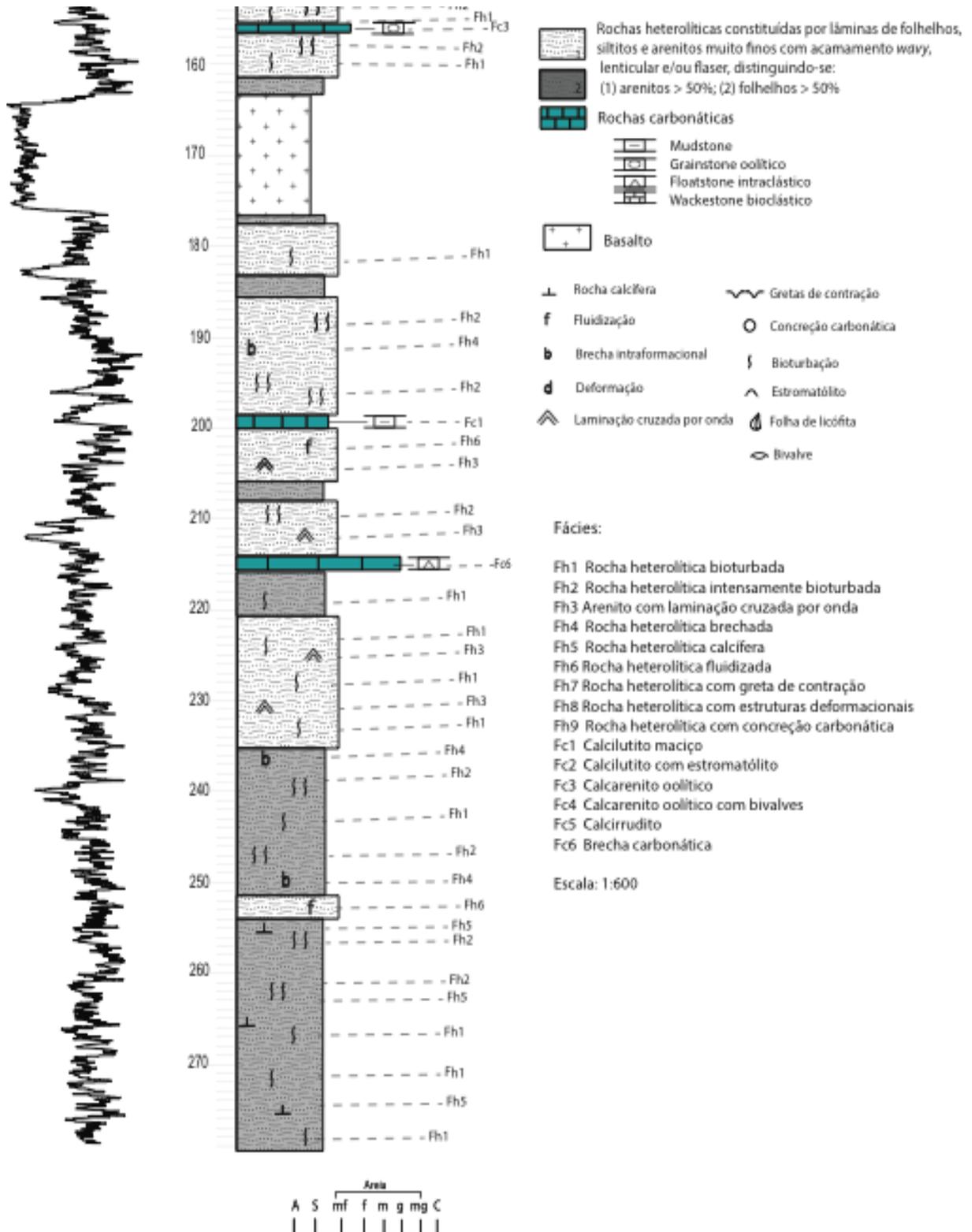


Figura 20 – Perfil litológico do testemunho do furo de sondagem FP-11-PR. (Conclusão)



Fonte: A autora, 2020.

5.2 Estudo petrográfico

A caracterização de diferentes microfácies tem o objetivo de reconhecer, através dos aspectos sedimentológicos e paleontológicos descritos em seções delgadas de cada amostra, as feições que refletem a história da rocha carbonática (FLÜGEL, 2010). Foram caracterizadas e individualizadas diferentes microfácies carbonáticas a partir das amostras analisadas.

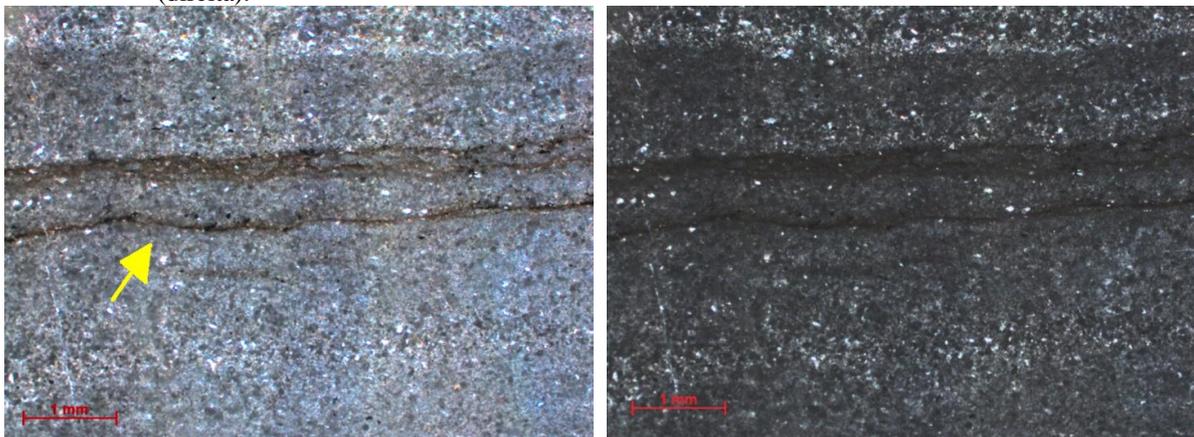
5.2.1 Microfácies microbianas

Esta microfácies caracteriza-se pela presença de laminitos planos, trombólitos e estromatólitos dômicos e colunares.

Em 36,40 metros de profundidade, no furo de sondagem FP-04-PR, são observadas laminações crenuladas à ondulada, organo-argilosas, de cor marrom acastanhada e espessura milimétrica, caracterizadas como laminitos planos (Figura 20).

Entre as laminações é observada a presença de uma matriz grumosa, com ausência de estrutura laminada, caracterizada como trombólito. Nesta matriz foram observadas raras valvas de ostracodes e grãos de quartzo detríticos. A porosidade fenestral presente, oriunda da atividade microbiana, é preenchida por cimento esparítico equante. Também são observadas fraturas preenchidas por grãos de calcita.

Figura 21 - Laminitos planos (seta) entre matriz grumosa, em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).

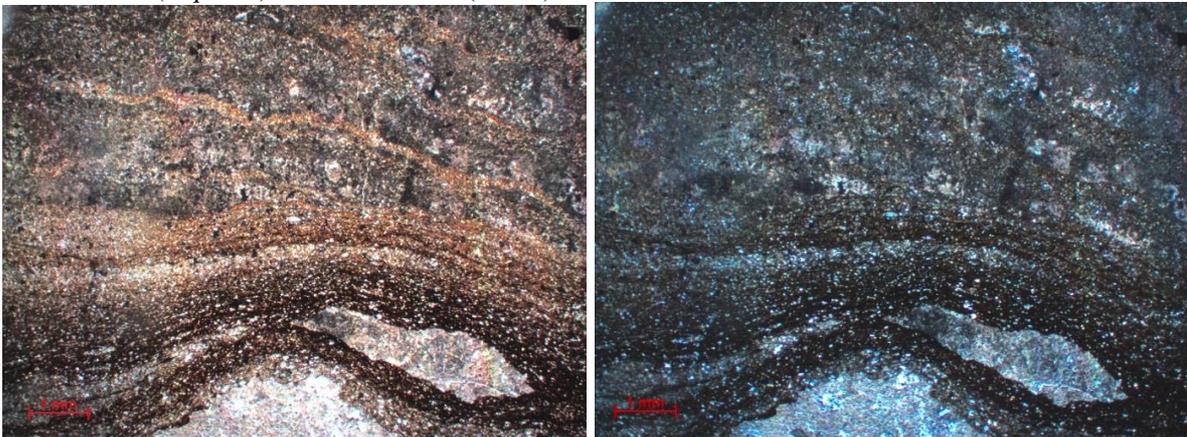


Fonte: A autora, 2020.

Em 86,95 metros de profundidade, no furo de sondagem FP-11-PR, são observados estromatólitos dômicos, caracterizados pela presença de laminações crenuladas organo-argilosas milimétricas, com ondulações em sua porção superior. Alguns grãos de quartzo detríticos arredondados, de fração areia muito fina, ocorrem entremeados nas laminações (Figura 21).

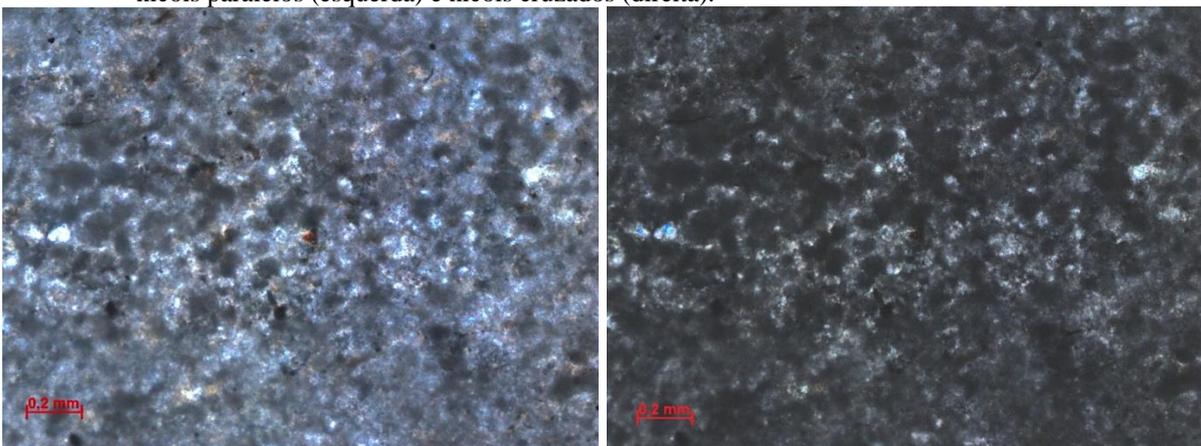
Trombólitos são observados, caracterizados por uma matriz com textura coagulada e ausente de estrutura interna laminada. A porosidade fenestral encontra-se preenchida por cimento esparítico (Figura 22).

Figura 22 - Estromatólitos dômicos, com grãos de quartzo entremeados nas lâminas, em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).



Fonte: A autora, 2020.

Figura 23 - Destaque para a matriz grumosa com ausência de laminação caracterizada como trombólito em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).

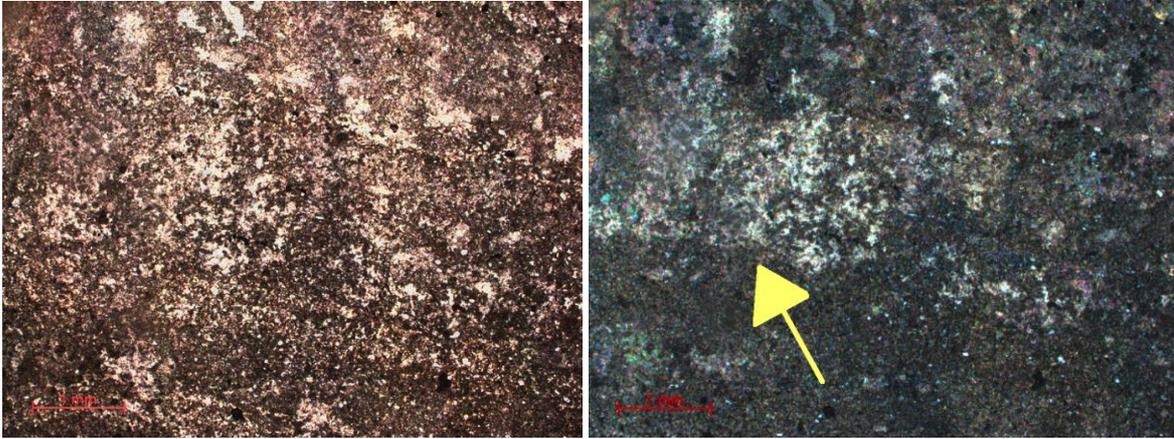


Fonte: A autora, 2020.

Em relação aos processos diagenéticos, foi observado que porções da matriz encontram-se recristalizadas, com formação de grãos de calcita neoformada (microesparito). Este tipo de processo é chamado de neomorfismo de crescimento (Figura 23). Fraturas

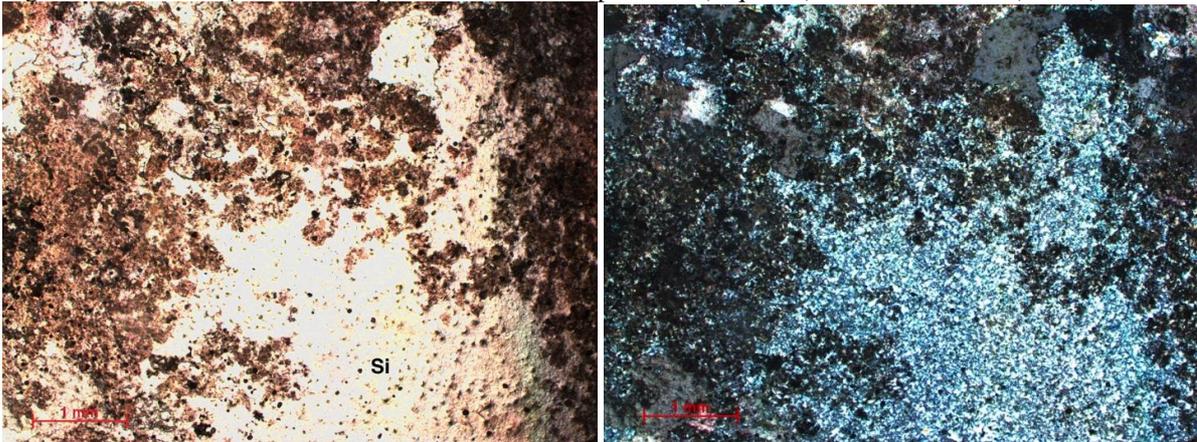
preenchidas por calcita também são observadas. Sílica microcristalina (chert) e fibrosa (calcedônia) são presentes, substituindo a matriz carbonática (Figura 24).

Figura 24 - Matriz grumosa com porções recristalizadas, nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).



Fonte: A autora, 2020.

Figura 25 - Substituição da matriz por sílica, em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).



Fonte: A autora, 2020.

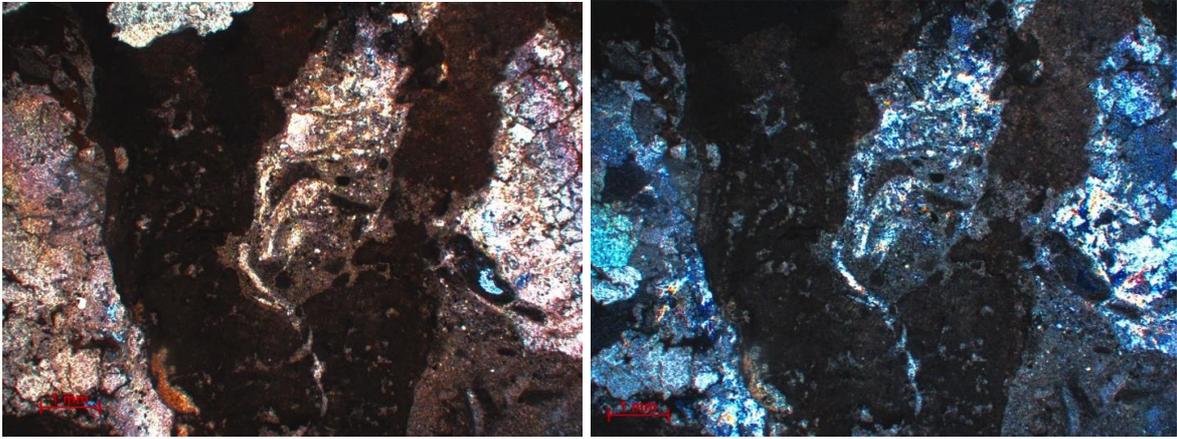
Estromatólito colunar ramificado é observado a 151,30 metros de profundidade, no furo de sondagem FP-11-PR. O estromatólito possui forma colunar, altura centimétrica e largura de 2 milímetros (Figura 25). Apresenta laminação interna e textura grumosa, com porosidade fenestral preenchida por calcita espática e micrita.

Entre as colunas observa-se a presença de um wackestone, moderadamente selecionado, sustentado pela matriz micrítica e com arcabouço constituído predominantemente por valvas de bivalves, pelóides, ostracodes e grãos de quartzo arredondados, de granulometria areia muito fina (Figuras 26 e 27).

Os grãos aloquímicos encontram-se dispersos na matriz, em contato flutuante e apresentam moderada orientação. Estromatólitos menores, de altura milimétrica, são

observados no wackestone e encontram-se encrustados em valvas de bivalves com concavidade voltada para cima, que seriam as porções mais duras do substrato.

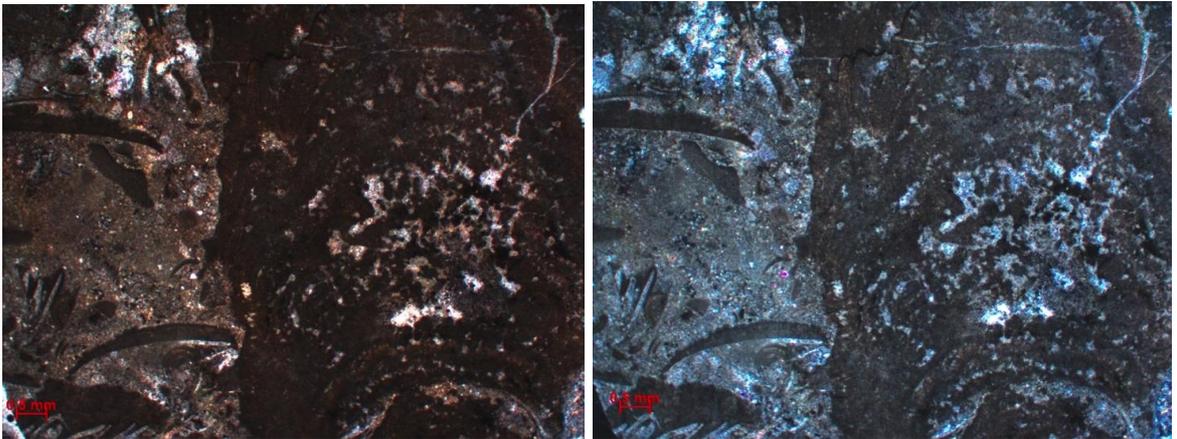
Figura 26 - Estromatólitos colunares ramificados em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).



Legenda: Estromatólito de forma colunar, altura centimétrica e largura milimétrica, apresentando laminação interna e textura grumosa.

Fonte: A autora, 2020.

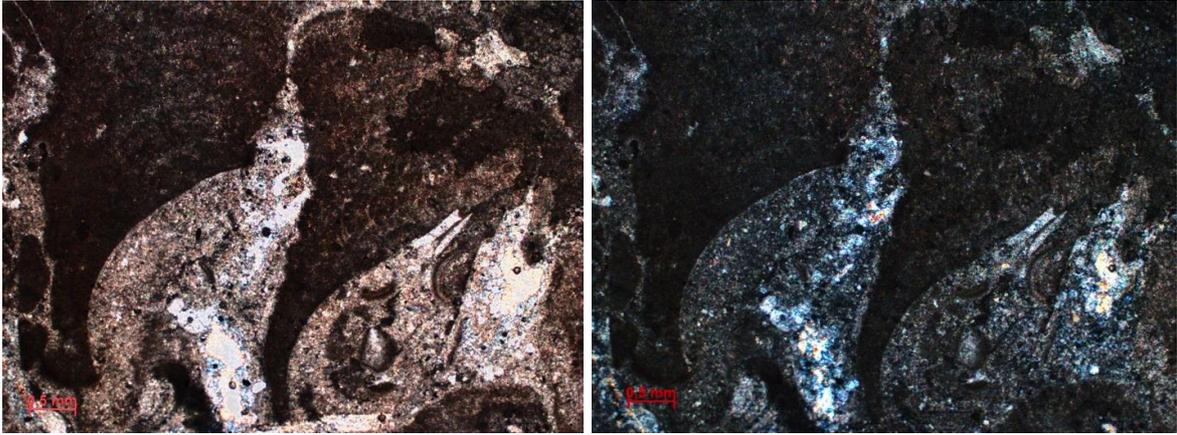
Figura 27 - Wackestone com grãos bioclásticos entre as colunas estromatolíticas, em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).



Legenda: Wackestone constituído predominantemente por valvas de bivalves, pelóides, ostracodes e grãos de quartzo arredondados, de granulometria areia muito fina.

Fonte: A autora, 2020.

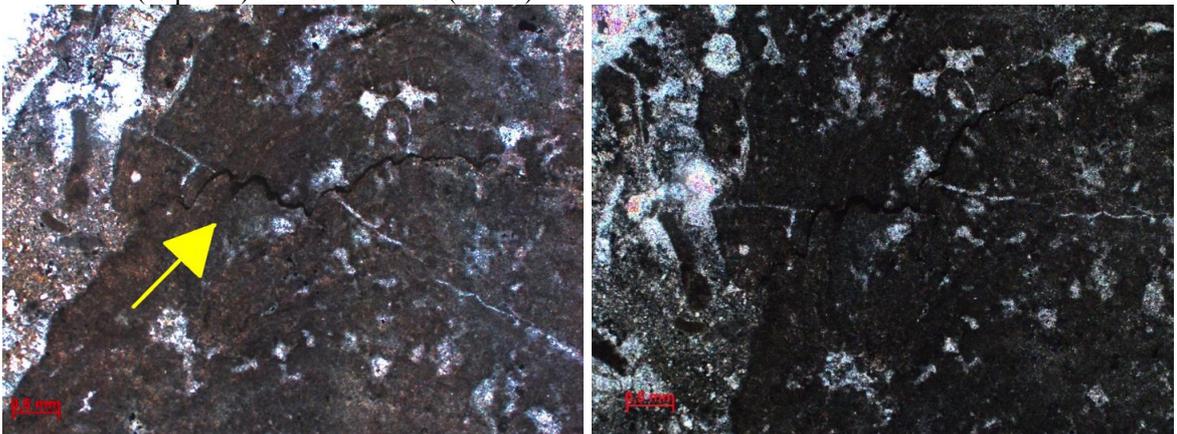
Figura 28 - Estromatólitos encrustados em valvas de bivalves no wackestone, em nicóis paralelos.



Fonte: A autora, 2020.

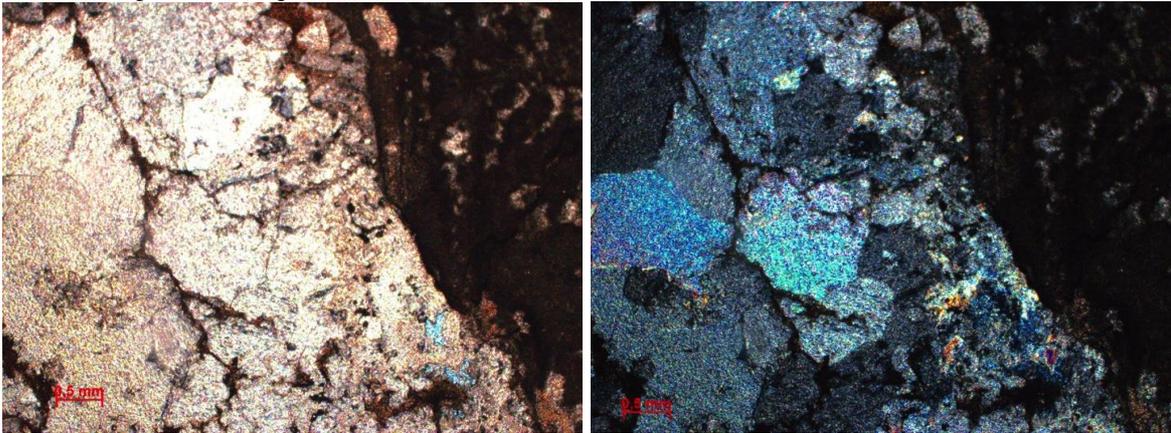
Em relação aos processos diagenéticos, foram observados estilólitos ressaltados por resíduos insolúveis no estromatólito colunar (Figura 28). Grandes cristais equantes de calcita espática indicam recristalização da matriz (Figura 29). Os estromatólitos encontram-se parcialmente silicificados, sendo observados cristais de calcedônia fibro-radial substituindo também a matriz (Figura 30). É observada porosidade secundária vugular preenchida parcialmente por óxidos, formada pela dissolução dos carbonatos e da sílica durante a telodiagênese (Figura 31).

Figura 29 - Estilólitos preenchidos por resíduos insolúveis são observados nos estromatólitos em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).



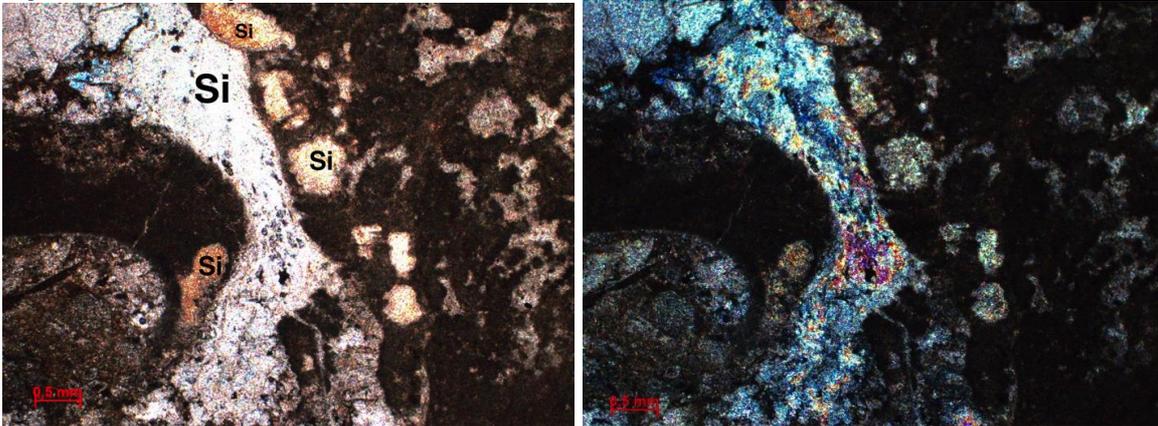
Fonte: A autora, 2020.

Figura 30 - Cristais de calcita espática com ausência de bioclastos indicam recristalização da matriz, em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).



Fonte: A autora, 2020.

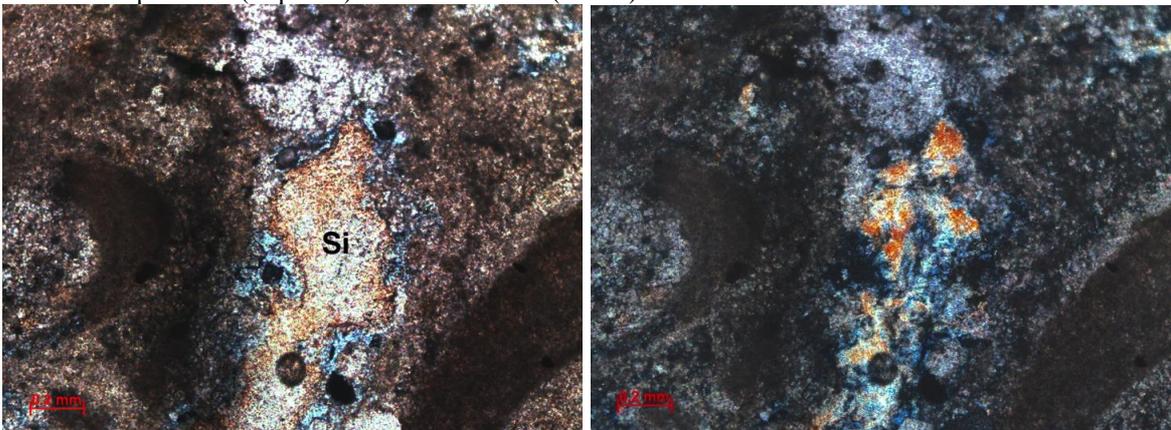
Figura 31 - Silicificação dos estromatólitos e na matriz, nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).



Legenda: Cristais fibro-radiais de calcedônia substituem o wackestone.

Fonte: A autora, 2020.

Figura 32 - Dissolução da sílica e dos grãos carbonáticos com posterior preenchimento por óxidos, em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).



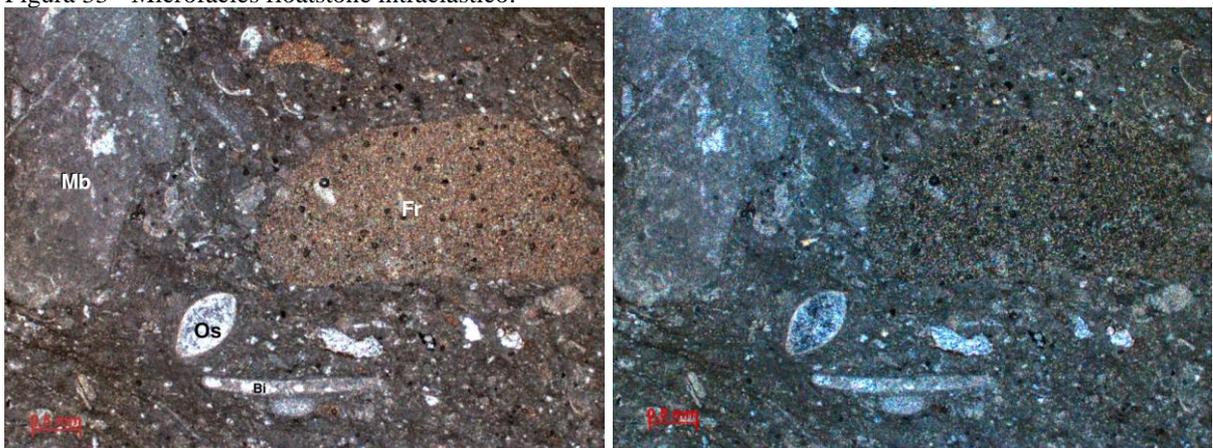
Fonte: A autora, 2020.

5.2.2 Microfácies Floatstone intraclástico

Na profundidade de 79,30 metros, no furo de sondagem FP-11-PR, é observado um floatstone mal selecionado, composto por ostracodes, oóides, valvas de bivalves e intraclastos de diversas composições. Os grãos aloquímicos encontram-se dispersos na matriz, em contato flutuante e sem orientação preferencial. Os ostracodes, que são os bioclastos predominantes, ocorrem como valvas inteiras e desarticuladas, com tamanho médio de 0,5 milímetros (Figura 32). Os fragmentos de valvas de bivalves possuem tamanho médio de 1 milímetro, com presença de algumas valvas deformadas. A presença de envelope micrítico em torno das valvas de ostracodes e bivalves possibilitou manter a forma destes grãos após dissolução e posterior cimentação por calcita espática. Os oóides possuem diâmetro médio de 0,5 milímetros e apresentam estrutura fibro-radial, com presença de alguns grãos micritizados.

Os intraclastos, que possuem tamanhos maiores que 2 milímetros e formas irregulares, incluem fragmentos de estromatólitos, mudstones e outras rochas carbonáticas retrabalhadas (Figura 33), e encontram-se dispostos caoticamente na matriz. Também são observados clastos arredondados de fragmentos de rochas siliciclásticas, de tamanhos variados, dispersos na matriz. Os grãos de quartzo presentes possuem granulometria areia muito fina e são arredondados.

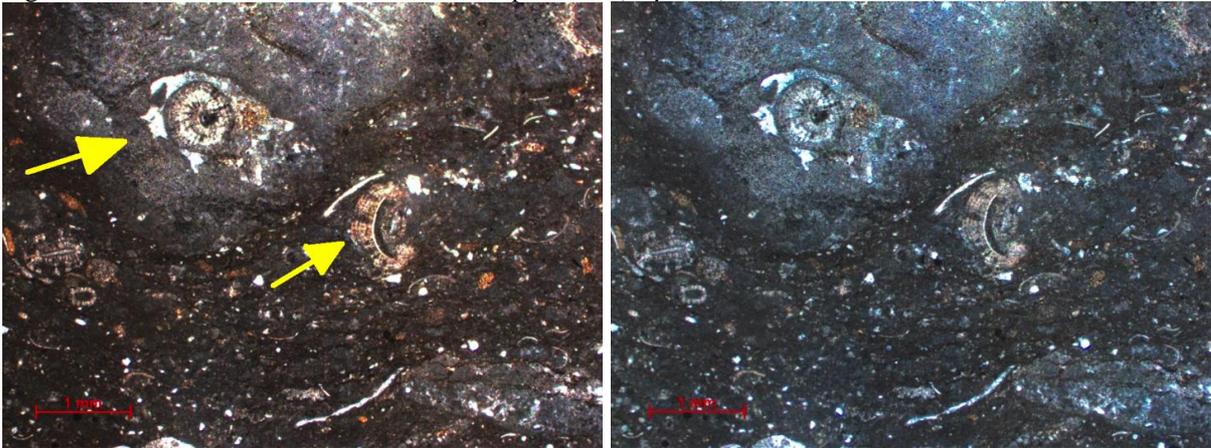
Figura 33 - Microfácies floatstone intraclástico.



Legenda: Ostracodes (Os) com valvas inteiras, com seu interior preenchido por calcita espática e valvas de bivalves (Bi) com envelope micrítico, preenchidas por cimento espático. O intraclasto presente é um fragmento de estromatólito (Mb), e também é observado um fragmento de rocha (Fr), siltito, em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).

Fonte: A autora, 2020.

Figura 34 - Intraclastos carbonáticos em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).

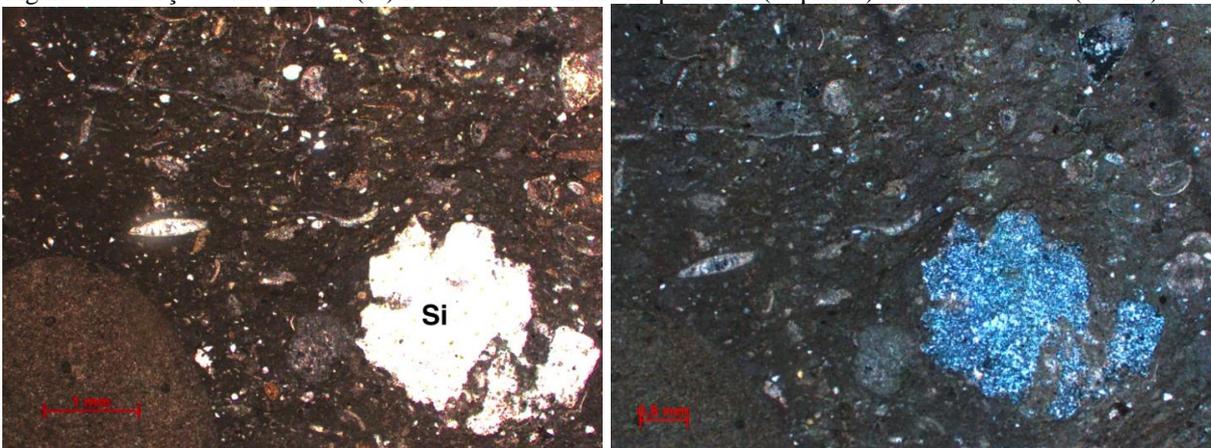


Legenda: Os Intraclastos possuem oóides (setas) e indicam retrabalhamento das rochas carbonáticas dentro da bacia.

Fonte: A autora, 2020.

Em relação aos processos diagenéticos, foi observado que a matriz apresenta porções silicificadas por chert (Figura 34). Os poros intergranulares são preenchidos por calcita espática. São também observadas fraturas preenchidas por calcita e sílica, além de falhas deslocando os grãos e clastos. Algumas valvas de bivalves encontram-se deformadas, resultante da compactação durante a diagenese mais profunda (Figura 35).

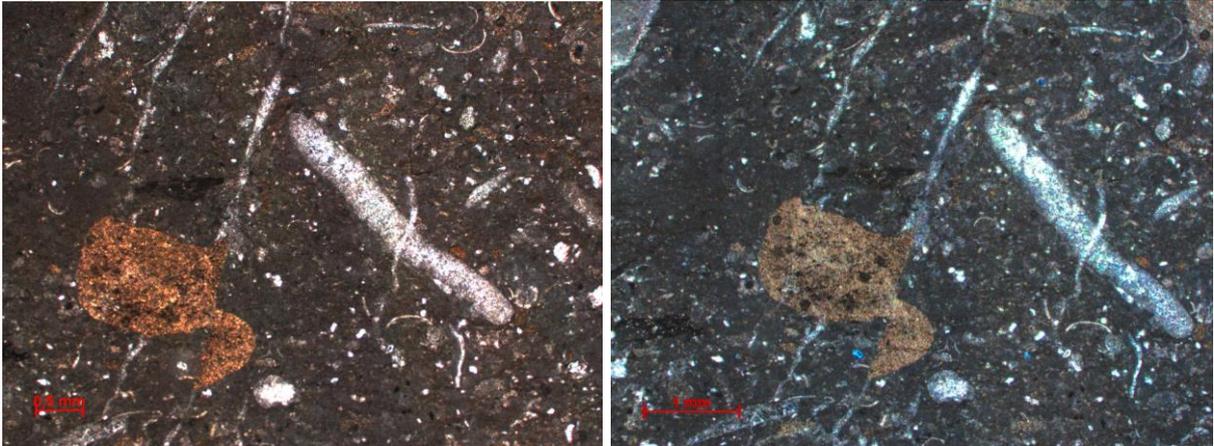
Figura 35 - Porções silicificadas (Si) no floatstone em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).



Legenda: Cristais de sílica microcristalina substituem porções do floatstone.

Fonte: A autora, 2020.

Figura 36 - Falhas deslocando clastos no floatstone em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).



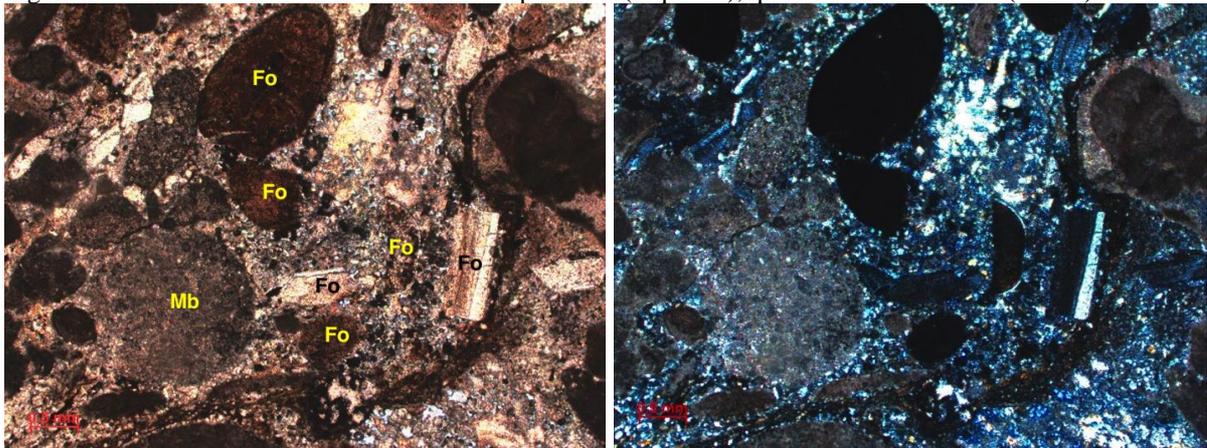
Fonte: A autora, 2020.

5.2.3 Microfácies wackestone bioclástico

Na profundidade de 151,20 metros, do furo de sondagem FP-11-PR, é observado um wackestone mal selecionado, sustentado pela matriz e constituído por fragmentos de microbiais, pelóides, valvas de bivalves e de ostracodes, raros oóides, fragmentos fosfáticos e grãos de quartzo (Figura 36). Os grãos aloquímicos encontram-se dispersos na matriz, em contato flutuante e apresentam moderada orientação. Os fragmentos de depósitos microbianos incluem estromatólitos colunares, que apresentam um comprimento médio de 1,5 milímetros e encontram-se levemente orientados (Figura 37). Também são observados clastos arredondados retrabalhados, possivelmente de origem microbiana, devido à presença de micrita com aspecto grumoso.

Os pelóides presentes são esféricos a alongados, e as valvas de bivalves e de ostracodes possuem envelope micrítico e encontram-se cimentadas por calcita espática. Fragmentos fosfáticos são comuns e incluem escamas e possíveis dentes e ossos de peixes (Figura 38). No wackestone são observados grãos de quartzo arredondados, fração areia muito fina, dispersos na matriz.

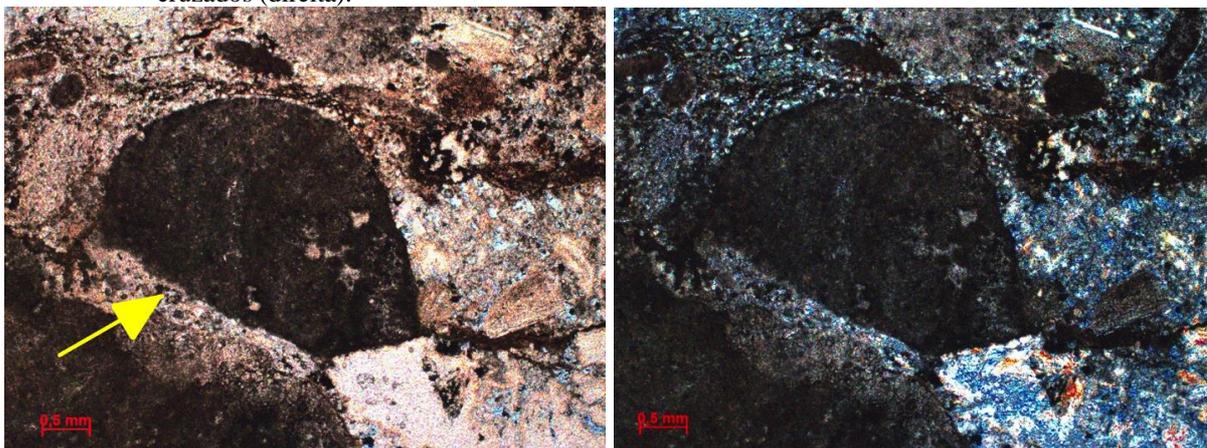
Figura 37 - Wackestone bioclástico em nicóis paralelos (esquerda), que em nicóis cruzados (direita).



Legenda: O wackestone apresenta fragmentos de estromatólitos (Mb) e grãos fosfáticos (Fo), que em nicóis cruzados são isotrópicos à pseudoisotrópicos.

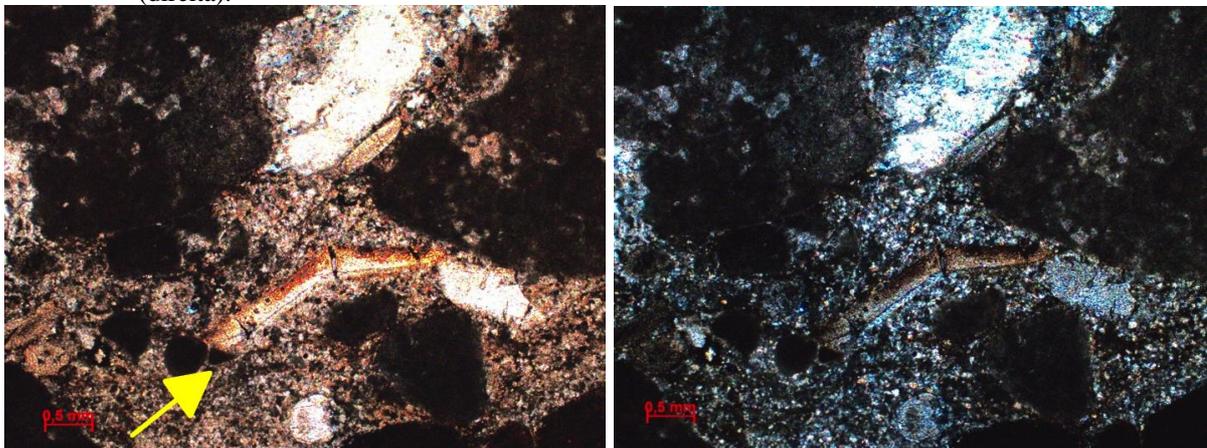
Fonte: A autora, 2020.

Figura 38 - Estromatólito colunar (seta) retrabalhado no floatstone em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).



Fonte: A autora, 2020.

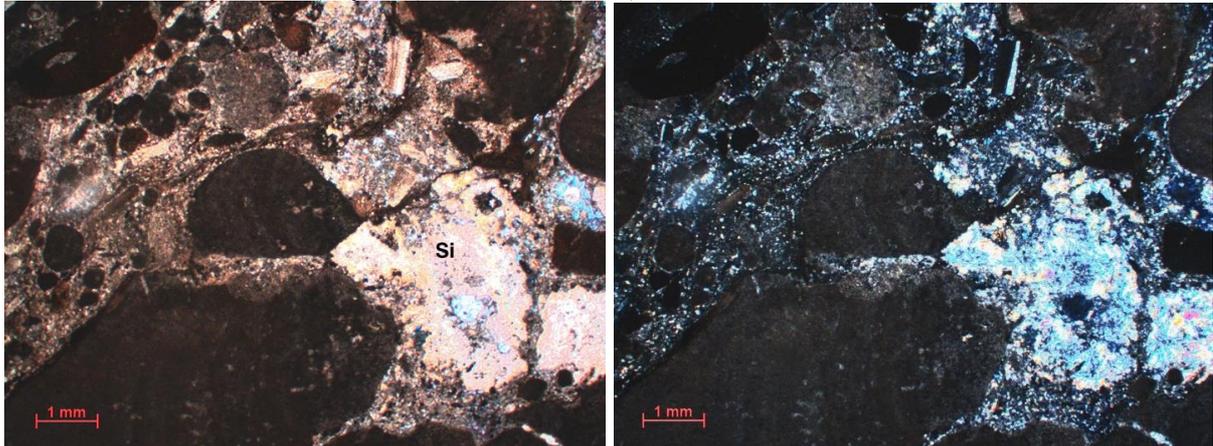
Figura 39 - Escama de peixe fraturada no centro da imagem em nicóis paralelos(esquerda) e nicóis cruzados (direita).



Fonte: A autora, 2020.

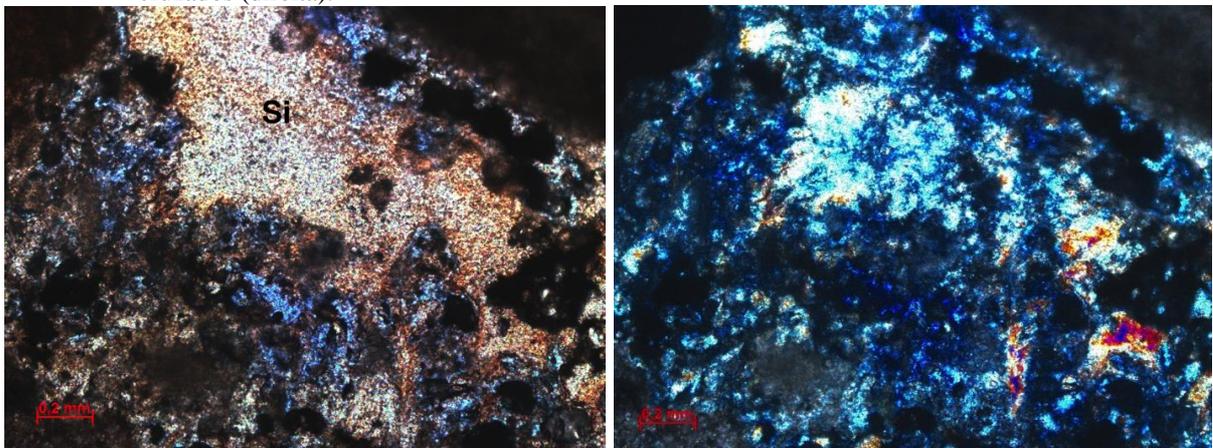
Em relação aos processos diagenéticos, nota-se a ocorrência de silicificação da matriz por calcedônia, com posterior dissolução dos grãos e da sílica, produzindo poros vugulares. Óxidos são observados preenchendo parcialmente os poros (Figuras 39 e 40).

Figura 40 - Silicificação da matriz (Si) com posterior formação de porosidade secundária na matriz e na sílica em nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita).



Fonte: A autora, 2020.

Figura 41 - Dissolução de sílica e da matriz com precipitação de óxidos em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).



Fonte: A autora, 2020.

5.2.4 Microfácies Grainstone oolítico

Na profundidade de 52,1 metros, no testemunho do furo de sondagem FP-11-PR, é observado um grainstone oolítico bem selecionado e composto por oóides, pelóides, valvas de bivalves, valvas de ostracodes e intraclastos. Os grãos não carbonáticos são representados por grãos de quartzo, óxidos e glauconita autigênica. Os grãos apresentam moderada orientação e

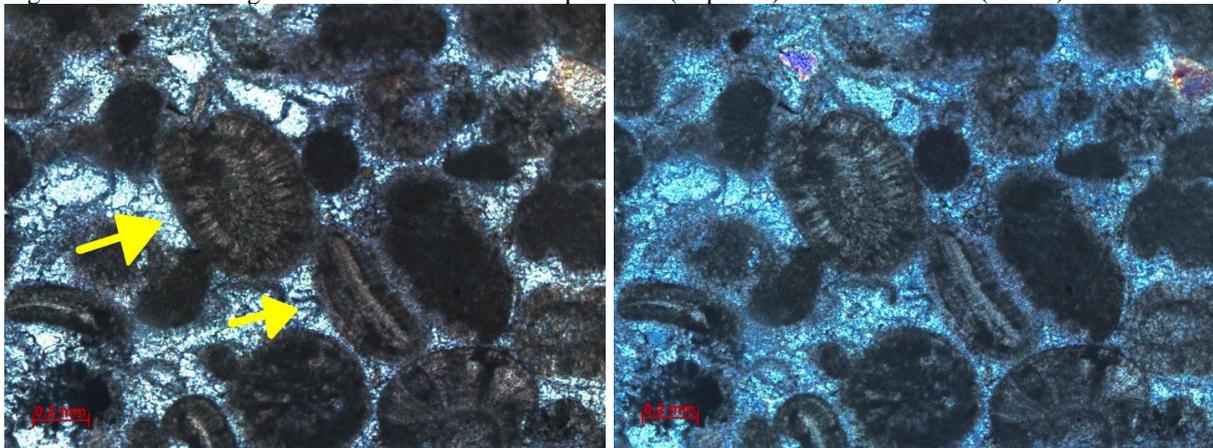
exibem predominantemente contato flutuante, e em menor proporção, contatos pontuais e retos. O cimento que preenche os espaços entre os grãos é representado por cristais de calcita espática equante.

Os oóides são esféricos a alongados, com diâmetro médio de 0,3 milímetros, e apresentam trama concêntrica-radial. Os núcleos dos oóides são compostos por grãos micríticos e bioclásticos, como valvas de bivalves e ostracodes (Figura 41). Alguns oóides estão fragmentados e micritizados. A completa micritização dos grãos originou os pelóides observados na rocha.

As valvas de bivalves apresentam comprimento médio de 0,6 milímetros, possuem envelope micrítico e encontram-se fragmentadas (Figura 42). As valvas de ostracodes são menos abundantes, com comprimento médio de 0,3 milímetros, e apresentam-se desarticuladas (Figura 43).

Os grãos de quartzo são detríticos, subarredondados e apresentam tamanho médio de 0,1 milímetros. Os grãos de glauconita possuem cor verde em nicóis paralelos e cruzados, forma arredondada e tamanho médio de 0,1 milímetros. Os grãos encontram-se substituindo outros grãos carbonáticos, sendo caracterizados como de origem autigênica (Figura 44).

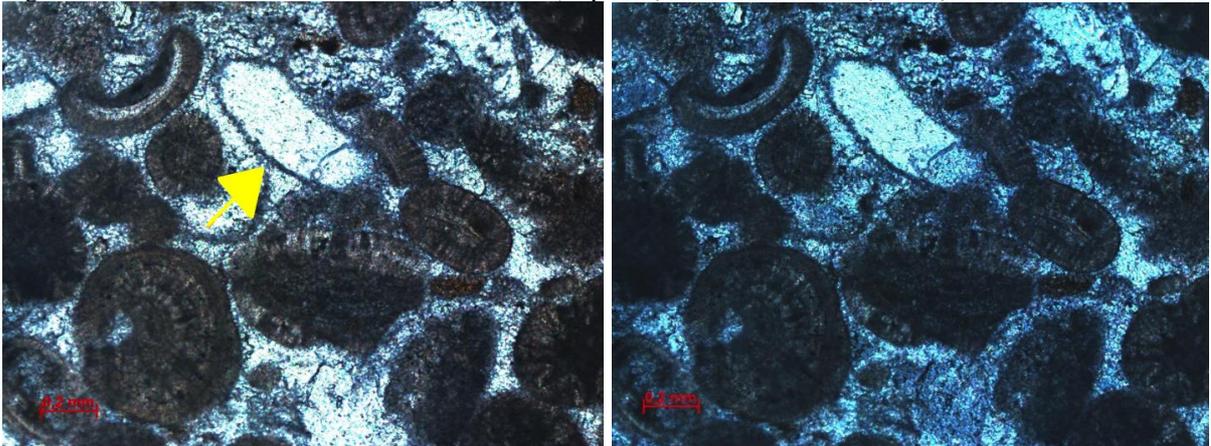
Figura 42 - Oóides no grainstone oolítico em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).



Legenda: Os oóides são esféricos e alongados (setas) e apresentam trama concêntrica-radial, com núcleo micrítico e com valvas de bivalves parcialmente micritizados.

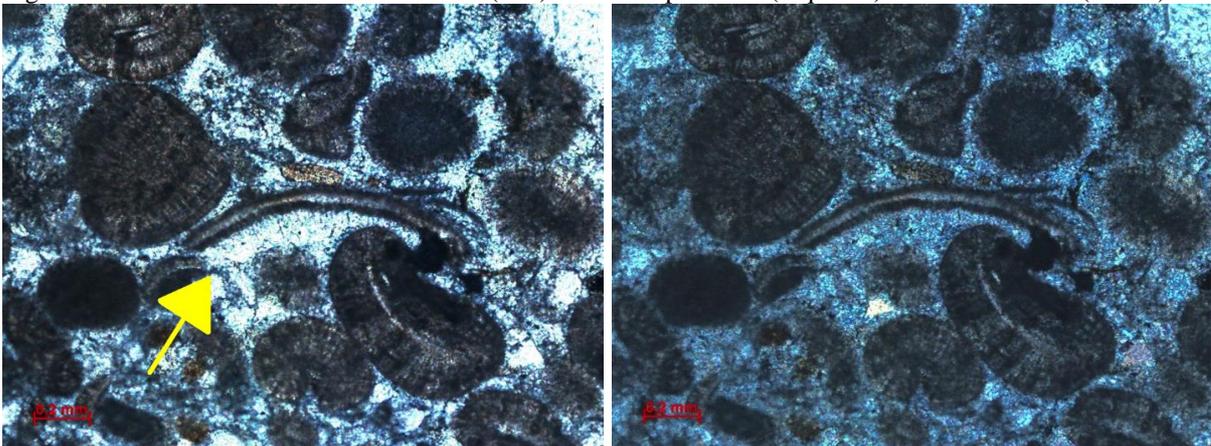
Fonte: A autora, 2020.

Figura 43 - Valvas de bivalves em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).



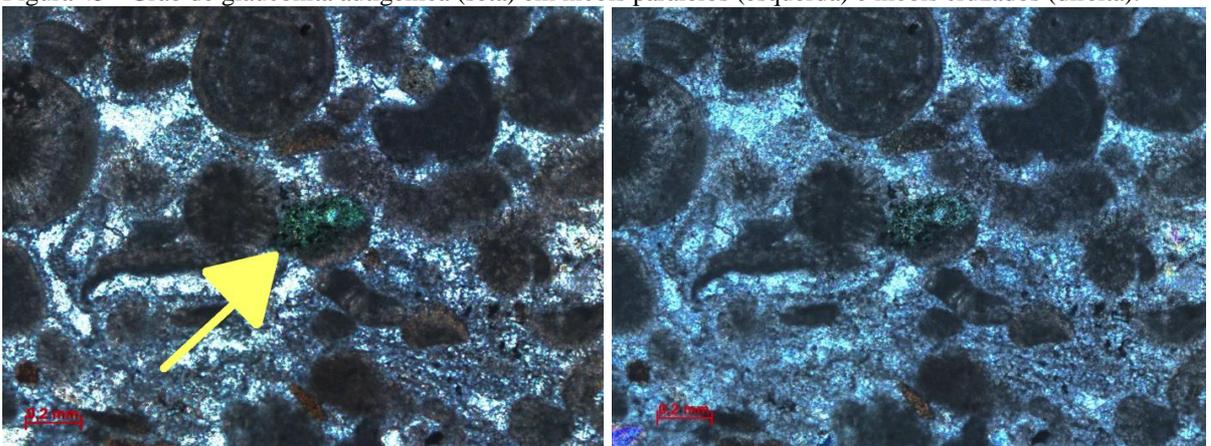
Legenda: Os fragmento de valva de bivalve estão preenchido por calcita espática com envelope micrítico.
Fonte: A autora, 2020.

Figura 44 - Valva de ostracode desarticulada (seta) em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).



Fonte: A autora, 2020.

Figura 45 - Grão de glauconita autigênica (seta) em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).

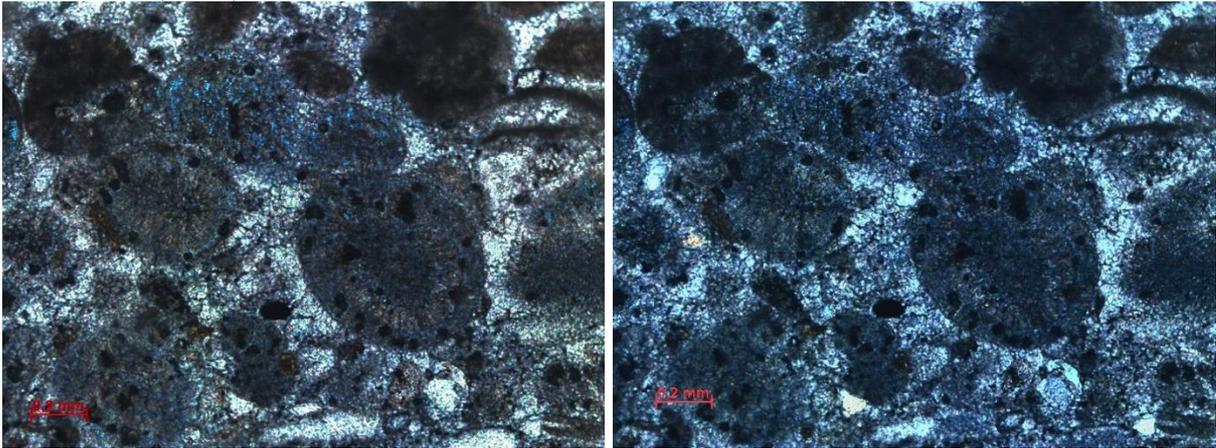


Fonte: A autora, 2020.

Em relação aos processos diagenéticos, observa-se a dissolução de grãos de oóides, com posterior cimentação por calcita espática. Porosidade secundária está presente na forma

de microporos resultante da dissolução de grãos de oóides, bioclastos e porções do cimento, com posterior preenchimento por óxidos (Figura 45). A substituição do cimento por sílica é observada em algumas porções da seção delgada, e pelo aspecto da silicificação, pode representar possíveis nódulos evaporíticos, agora substituídos por calcita espática e com contornos silicificados. (Figura 46).

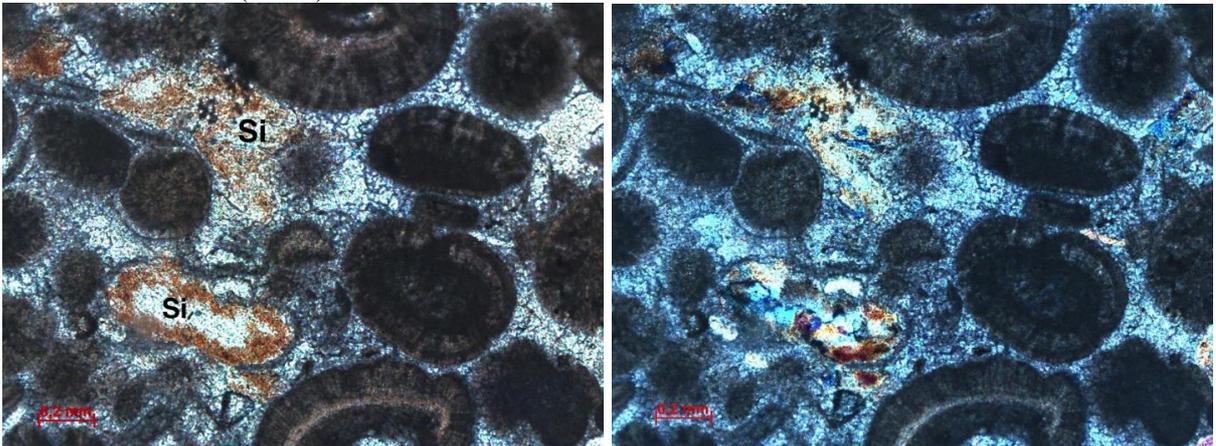
Figura 46 - Porosidade secundária no grainstone oolítico em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).



Legenda: Os microporos, resultante da dissolução de oóides, são preenchidos por óxidos.

Fonte: A autora, 2020.

Figura 47 - Possível nódulos evaporíticos substituídos por calcita e sílica, nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita).



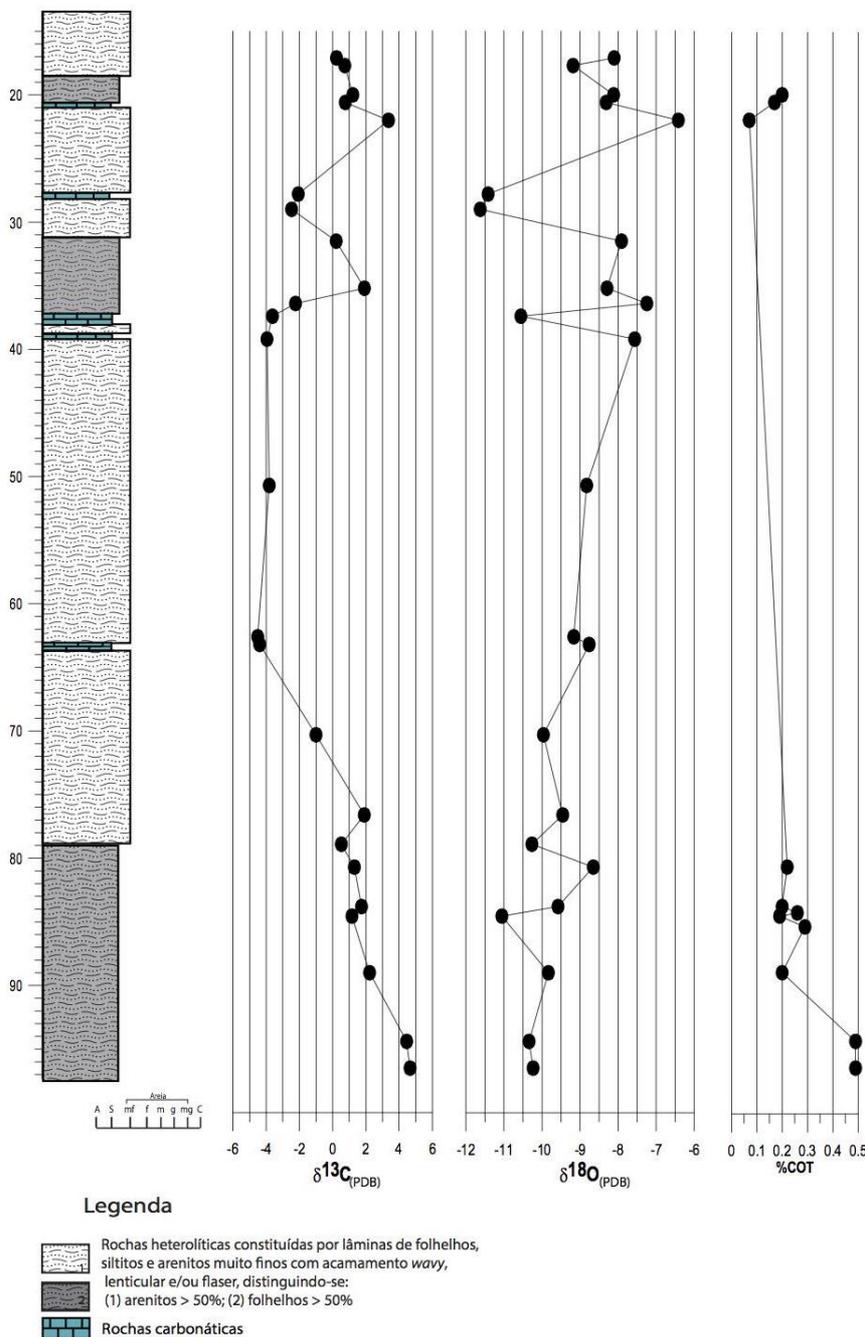
Fonte: A autora, 2020.

5.3 Resultados das análises geoquímicas nos poços FP-04-PR e FP11-PR

No furo FP-04-PR, os resultados apresentados são referentes às análises isotópicas de C e O ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) em rocha total, obtidas a partir de 24 amostras de rochas carbonáticas e

heterolíticas, em conjunto com dados de carbono orgânico total (COT) realizados em 11 amostras de rochas heterolíticas mais argilosas (Figura 47).

Figura 48 - Resultados isotópicos de C e O e de COT no furo de sondagem FP-04-PR.



Fonte: A autora, 2020.

Na porção inferior da seção, as amostras apresentam valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$, que vão se tornando progressivamente negativos, variando de 4,6‰ a -1,0‰, alcançando o menor valor da seção de -4,51‰, em 62,6 metros. Na porção superior da seção os valores voltam a ficar menos negativos e variam de -2,47‰ a 3,36‰.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são negativos, apresentando na porção inferior da seção uma tendência para valores menos negativos, variando de -11,0‰ a -7,91‰, com uma mudança desta tendência, alcançando o valor mais negativo da seção de -11,62‰ em 29,0 metros. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ voltam a ser menos negativos na porção superior da seção, variando entre -6,41‰ a -9,18‰.

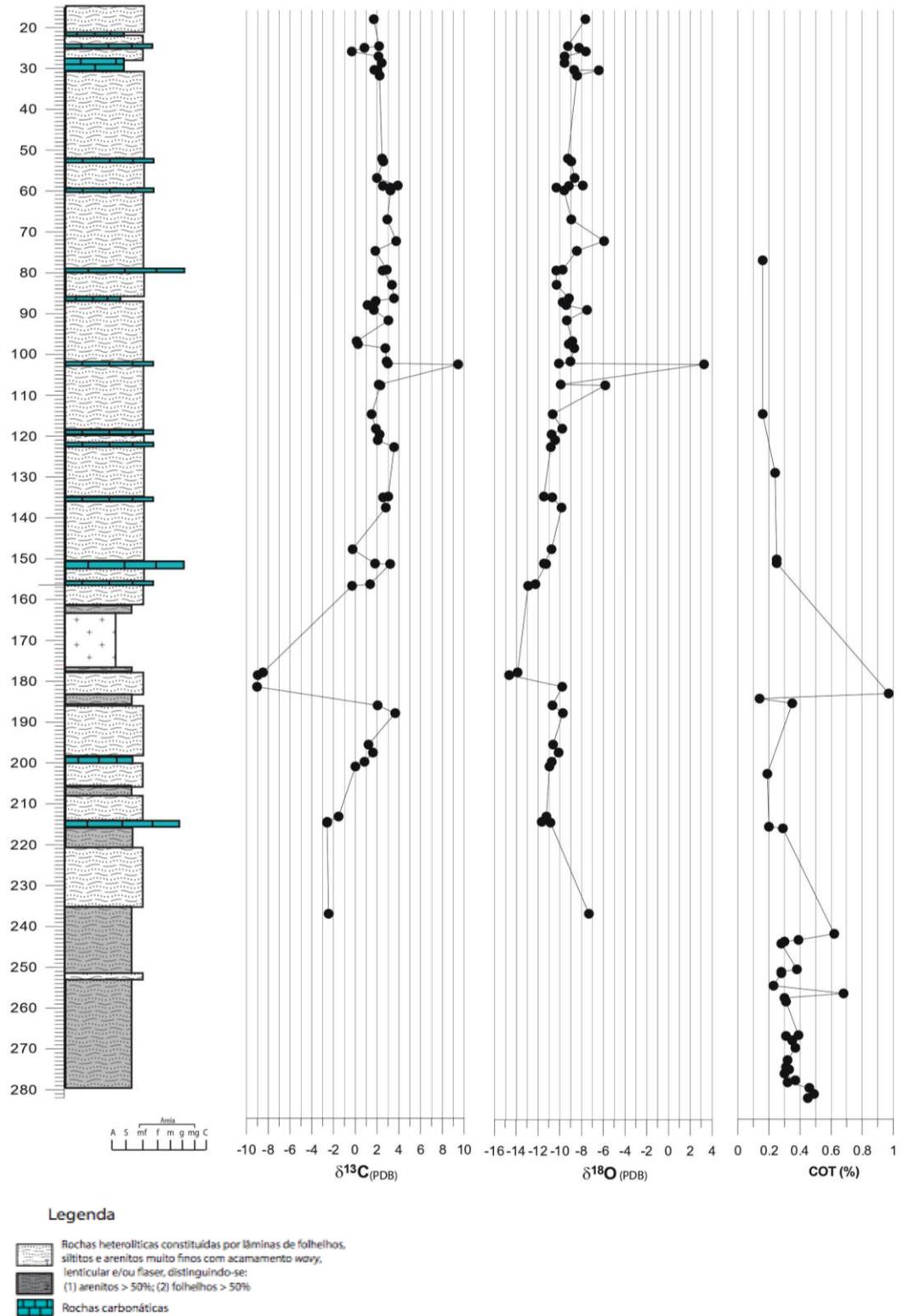
Os valores de COT no furo FP-04-PR são baixos, oscilando entre 0,17% e 0,29%. Na porção inferior da Formação Teresina, próximo ao contato com a Formação Serra Alta, os valores se aproximaram de 0,5%.

No furo FP-11-PR, os resultados são referentes às análises isotópicas em C e O ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) realizadas em rocha total, obtidas a partir de 62 amostras de rochas carbonáticas e heterolíticas, em conjunto com dados de carbono orgânico total (COT) realizados em 35 amostras de rochas heterolíticas mais argilosas (Figura 48).

Na porção inferior da seção, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ vão se tornando mais positivos, variando de -2,45‰ a 3,66‰, com uma mudança abrupta desta tendência para valores mais negativos, alcançando o menor valor da seção de -9,02‰, em 181,3 metros. Os valores voltam a ficar mais positivos, variando de 1,37‰ a 9,44‰, entre 156,25 metros e 102,4 metros, atingindo o valor mais positivo de 9,44‰ em 102,4 metros. Na porção superior da seção os valores são positivos e variam de 0,12‰ a 3,90‰.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são negativos na porção inferior da seção, variando de -7,30‰ a -11,6‰, alcançando o valor mais negativo de -14,6‰, em 178,5 metros. Os valores voltam a ficar menos negativos, variando entre -12,8‰ e -5,80‰, alcançando o valor positivo de 3,26‰, em 102,4 metros. Na porção superior da seção os valores variam entre -10,3‰ e -5,91‰.

Figura 49 - Resultados isotópicos de C e O e de COT no furo de sondagem FP-11-PR.



Fonte: A autora, 2020.

6 DISCUSSÃO

6.1 **Diagênese nas rochas carbonáticas da Formação Teresina**

A diagênese pode ser definida como um fenômeno oriundo da atuação de um conjunto de processos físicos, químicos e biológicos, operantes sob baixas temperaturas e pressões, que transformam sedimentos em rochas sedimentares. Os principais processos diagenéticos que ocorrem nas rochas carbonáticas são: cimentação, micritização, recristalização, substituição, dissolução, compactação física e química, fraturamento e dolomitização (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003; TUCKER; DIAS-BRITO, 2017).

A diagênese pode ocorrer logo após as partículas serem depositadas, chamada de eodiagênese, ou ser mais tardia, chamada de mesodiagênese e telodiagênese. Os ambientes diagenéticos são regiões em superfície ou subsuperfície afetadas por processos diagenéticos específicos e identificados por assembleias com feições características que podem ser observados em seções delgadas. A diagênese carbonática atua em três ambientes diferentes: meteórico, marinho e de soterramento profundo (FLÜGEL, 2010; TUCKER; DIAS-BRITO, 2017).

As rochas carbonáticas da Formação Teresina registram feições dos processos diagenéticos que atuaram durante e após a deposição dos seus sedimentos, até a completa litificação do pacote sedimentar. Foram observados os processos de micritização microbiana, cimentação, recristalização, compactação, substituição e dissolução. Estes processos ocorrem em diferentes fases da diagênese e evidenciam quais as condições físicas, químicas e biológicas estas rochas foram submetidas.

A micritização microbiana resulta na formação de envelopes de micrita em torno dos grãos carbonáticos ou em sua completa micritização, pela ação de microorganismos perfuradores durante a diagênese marinha. Os microfuros produzidos são preenchidos por micrita e consecutivas perfurações e preenchimentos, resultam na formação do envelope micrítico (TUCKER, 2001). A micritização foi reconhecida pela borda micrítica mais escura em torno das valvas de bivalves e ostracodes das microfácies observadas (Figura 42). Também nota-se que a completa micritização dos grãos de oóides resultou na formação de pelóides na microfácies de grainstone oolítico (Figura 41).

A cimentação resulta do preenchimento do espaço poroso com cristais precipitados a

partir de elementos do fluido saturado, podendo ocorrer em diferentes ambientes diagenéticos. A morfologia, o padrão distribucional e a dimensão do cimento podem estar relacionados aos aspectos do ambiente de precipitação, como a química do fluido nos poros, a taxa de precipitação do cimento e a saturação relativa do sistema poroso com a água (MOORE, 1989).

O cimento presente nas rochas da seção estudada foi caracterizado como do tipo equante, de primeira geração, e é observado preenchendo a porosidade primária intergranular, intragranular e fenestral das microfácies estudadas. Vários autores interpretam este tipo de morfologia do cimento característico de ambiente meteórico e de soterramento (MOORE, 1989; TUCKER, 2001). A calcita fibrosa é a morfologia do cimento calcítico mais comumente observada em calcários marinhos antigos. No entanto, existe a evidência de que a calcita espática equante seja um precipitado marinho de primeira geração, como observado em carbonatos do Ordoviciano e Jurássico (TUCKER; DIAS-BRITO, 2017). Em relação à mineralogia dos cimentos marinhos, podem ser identificados cimentos originalmente aragoníticos, de calcita rica em Mg e de calcita pobre em Mg, ocorrendo uma variação secular desta mineralogia ao longo do Fanerozoico. Como a aragonita é um mineral metaestável, os cimentos aragoníticos são raramente preservados. Análises do conteúdo de estrôncio ajudariam a identificar a mineralogia primária do cimento estudado, com elevadas quantidades deste elemento relacionadas a uma composição primária aragonítica (TUCKER; DIAS-BRITO, 2017).

A recristalização envolve processos que provocam mudanças no tamanho, forma e orientação do grão. O termo neomorfismo é usado quando essas transformações não alteram a composição química do mineral, ou seja, quando ocorrem entre um mineral e seu polimorfo. Os processos neomórficos incluem: a) neomorfismo de crescimento (*aggrading neomorphism*), que resulta do crescimento de cristais em uma rocha fina; b) calcitização, que é o processo que resulta na substituição da aragonita por calcita (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003; TUCKER; DIAS-BRITO, 2017). A diagênese de soterramento e mudanças na temperatura, pressão e conteúdo de voláteis vão favorecer a formação de cristais maiores na rocha carbonática (FLÜGEL, 2010).

Na microfácies microbial foi observada a ocorrência do neomorfismo de crescimento, onde a matriz grumosa e o wackestone, presente entre as colunas estromatolíticas, foram substituídos por cristais maiores de calcita espática (Figuras 23 e 29). Já a calcitização foi observada nos grãos bioclásticos das microfácies analisadas, onde as valvas de bivalves e de ostracodes, de composição original aragonítica, foram dissolvidos e posteriormente

reprecipitados como calcita espática.

A compactação é um processo que decorre do soterramento e aumento da sobrecarga litostática. A compactação mecânica resulta em um empacotamento mais apertado do arcabouço, formação de fraturas, deformação e dissolução de grãos em suas linhas de contato (TUCKER; DIAS-BRITO, 2017). Foram observados grãos fraturados, como uma escama de peixe (Figura 38) e valvas de bivalves deformadas (Figura 35). A compactação química resulta do aumento da solubilidade nos contatos dos grãos quando submetidos a uma maior pressão, devido ao maior soterramento ou esforços tectônicos. Uma das texturas comumente observadas oriundas deste processo são estilólitos. Os estilólitos são superfícies suturadas que cortam grãos, cimento e matriz, e concentram resíduos insolúveis provenientes da dissolução do carbonato (TUCKER, 2001). Foram observados estilólitos com amplitude milimétrica, cortando a laminação interna, o cimento e a micrita presente no estromatólito colunar da microfácies microbial (Figura 28).

A silicificação é o processo pelo qual a sílica substitui grãos originais ou diageneticamente alterados, sendo tipicamente um produto da diagênese de soterramento, exceto quando é resultante de alteração hidrotermal (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003). Os tipos principais de sílica diagenética são: quartzo em cristais euédricos, microquartzo, megaquartzo e quartzo calcedônico. As maiores fontes de sílica na diagênese são espículas de esponjas, diatomáceas e radiolários (TUCKER, 2001). A sílica presente na maioria das microfácies estudadas ocorre substituindo a matriz, cimento, algumas porções dos estromatólitos e também possíveis nódulos evaporíticos. Os tipos de sílica observados foram cristais de sílica microcristalina (Figura 34) e cristais fibro-radiais de calcedônia (Figura 30).

Grãos de glauconita foram observados na microfácies de grainstone oolítico e são encontrados substituindo os grãos carbonáticos (Figura 44). A glauconita é usualmente considerada como um indicador de ambiente marinho de deposição relativamente rasa e baixa sedimentação (FLÜGEL, 2010). Este mineral pode precipitar durante a diagênese precoce, substituindo clastos ou preenchendo a porosidade em áreas com alto nível de nutrientes (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003).

A dissolução resulta da interação dos carbonatos com fluidos subsaturados em relação à mineralogia carbonática, sendo um processo que pode ocorrer em ambientes meteóricos, no substrato marinho ou no soterramento profundo. A formação de porosidade secundária está relacionada com processos de dissolução. Se for durante a eodiagênese, a porosidade secundária é comumente seletiva em relação à fábrica, sendo controlada pela mineralogia individual dos grãos. Os grãos compostos por aragonita e calcita magnesiana, que são

minerais metaestáveis, são dissolvidos em contato com água meteórica. Durante a mesodiagênese ou telodiagênese, a porosidade secundária geralmente não é seletiva em relação à fábrica, e sua distribuição é controlada pela porosidade existente no momento do evento de dissolução. Na mesodiagênese a dissolução ocorre devido à presença de fluidos ácidos e agressivos oriundos da degradação de matéria orgânica e hidrocarbonetos, enquanto na telodiagênese, a dissolução é resultante da interação das rochas carbonáticas mineralogicamente estáveis com águas superficiais.

Na microfácies de grainstone oolítico foi observada porosidade secundária na forma de microporos nos grãos de oóides, bioclastos e no cimento. Também nota-se que alguns oóides possuem porções dissolvidas, o que pode indicar que os grãos possuíam composição aragonítica e foram dissolvidos durante a diagênese precoce. A porosidade secundária também está presente na forma de *vugs* na microfácies microbial (Figura 31) e em wackestone bioclástico, com dissolução da sílica e dos grãos carbonáticos (Figura 40).

Em relação à história diagenética destas rochas, foi observado que ela engloba processos que ocorreram durante a eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese (Figura 49). A eodiagênese se iniciou no substrato marinho com o processo de micritização dos grãos bioclásticos e oóides. A cimentação teria ocorrido precocemente, durante a diagênese marinha, com o preenchimento dos poros por calcita espática equante.

Durante a mesodiagênese, os processos diagenéticos atuantes foram o neomorfismo de crescimento, a compactação química, resultando na formação de estilólitos, e substituição dos grãos carbonáticos por cristais de chert e calcedônia resultante da percolação de fluidos ricos em sílica.

Com o soerguimento e erosão da borda leste da Bacia do Paraná desde o início do Cretáceo (MILANI; THOMAZ FILHO, 2000), as rochas da Formação Teresina, que já haviam sido submetidas a eodiagênese e mesodiagênese, foram expostas a processos diagenéticos superficiais em profundidades mais rasas. A presença de porosidade secundária resultante da dissolução dos grãos carbonáticos e da sílica com posterior precipitação de óxidos, indica que essas rochas tiveram contato com fluidos de poro subsaturados em relação à mineralogia presente, como águas superficiais meteóricas, por meio de sistemas de falhas.

Figura 50 - Provável evolução dos processos diagenéticos presentes nos carbonatos da Formação Teresina.

Processos diagenéticos	Eodiagênese	Mesodiagênese	Telodiagênese
Micritização	██████████		
Cimentação	██████████		
Recristalização		██████████	
Compactação mecânica		██████████	
Compactação química		██████████	
Silicificação		██████████	
Dissolução			██████████

Fonte: A autora, 2020.

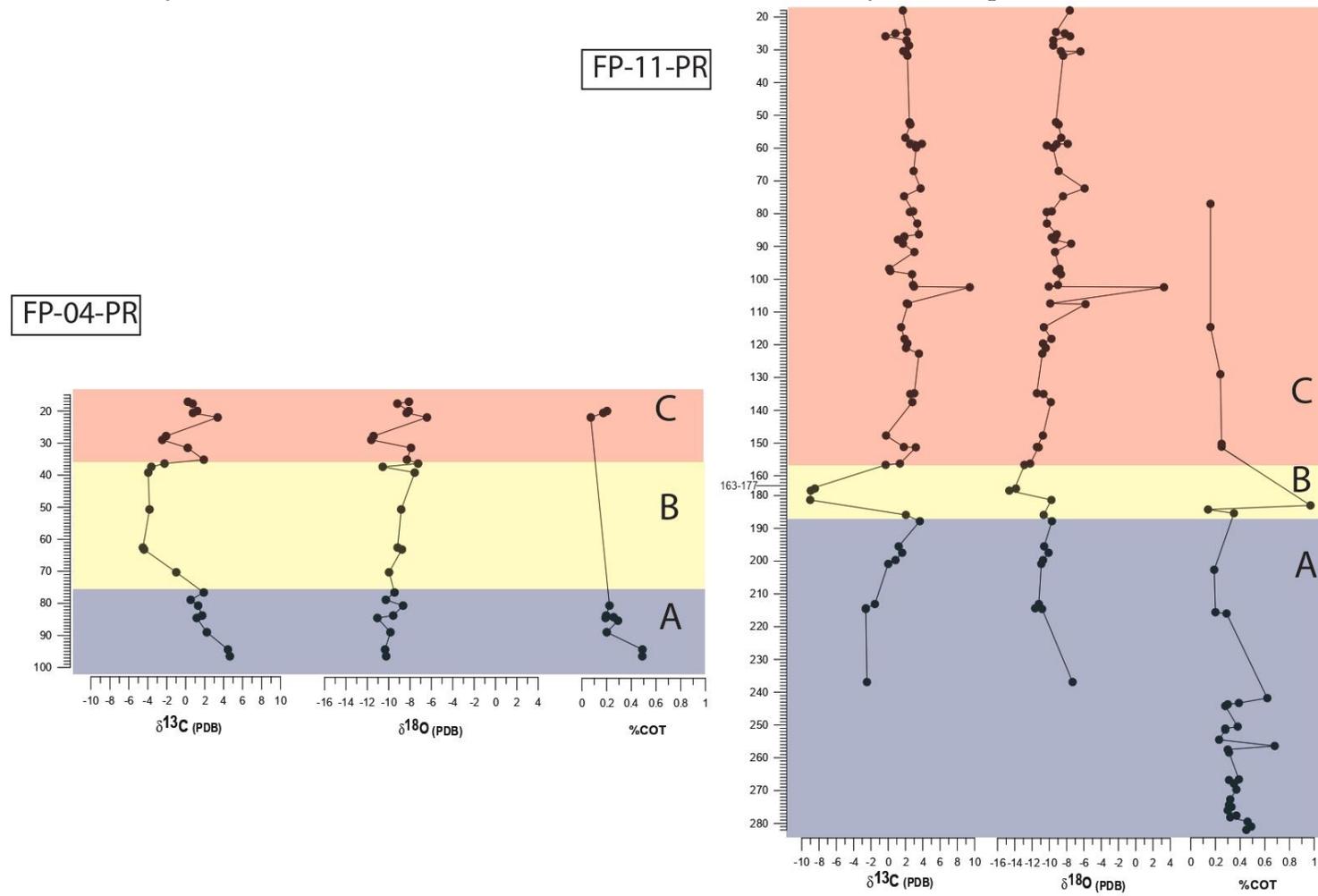
6.2 Avaliação do sinal isotópico e de sua natureza primária

Com base nas tendências observadas nas curvas isotópicas do C, as seções foram divididas em três intervalos quimioestratigráficos distintos (Figura 50). No furo FP-11-PR, o intervalo A constitui a porção inferior da seção estudada e é constituído por fácies siliciclásticas heterolíticas e carbonáticas. Neste intervalo, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ aumentam progressivamente, variando de valores negativos (-2,45‰) para valores positivos (3,66‰). O segundo intervalo B é constituído pelas fácies heterolíticas e é caracterizado pela diminuição nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, em que é observado o valor mais negativo na seção de -9,02‰. O último intervalo C, constitui a porção superior da seção estudada e inclui fácies siliciclásticas e carbonáticas. Neste intervalo, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam pouco e apresentam uma tendência mais homogênea, exceto pelo valor de 9,44‰ em 102,4 metros de profundidade. Em ambos os furos de sondagem amostrados foi observada a excursão negativa nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ do intervalo B, possibilitando a correlação entre as duas seções.

As diferenças no $\delta^{13}\text{C}$ do carbono inorgânico dissolvido em mar epéiricos rasos vai resultar de entrada de água doce do continente, remineralização de carbono orgânico para CO_2 formando bicarbonato na água do mar, ou flutuação do nível do mar, resultando em exposição subaérea de sedimentos de água rasa e alteração diagenética (WEISSERT; JOACHIMSKI; SARNTHEIN, 2008). Portanto, a variação nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados nos intervalos A e C estariam relacionados à contribuição de água doce do continente, sendo maior durante fases climáticas mais úmidas, resultando em valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$. No entanto, a excursão negativa observada nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ nas rochas carbonáticas e na fração carbonática das rochas heterolíticas analisadas no intervalo B, pode indicar que houve uma mudança

significativa no ciclo do carbono no oceano, como é registrado durante eventos de extinção em massa.

Figura 51 – Perfis isotópicos e de COT dos furos FP-04-PR e FP-11-PR divididos em intervalos quimioestratigráficos distintos A, B e C.



Fonte: A autora, 2020.

Em relação à curva isotópica de $\delta^{18}\text{O}$, foi visto que durante o intervalo B, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são negativos em ambos os furos, alcançando no furo FP-11-PR, o menor valor na seção de -14,6‰. Isto pode indicar que a mudança climática registrada nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ tenha ocorrido em maiores temperaturas oceânicas, podendo estar relacionada a uma maior quantidade de gases do efeito estufa na atmosfera (*greenhouse effect*). Foi observado também que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ vão se tornando menos negativos para o topo da seção, com variação de ~4‰ entre os intervalos B e C no furo FP-04-PR, e de ~8‰ no furo FP-11-PR, excluindo os valores positivos na profundidades de 102,45 metros, que podem estar relacionado à dolomitização. Esta tendência para valores mais positivos em ambos os furos, poderia indicar que os carbonatos teriam sido precipitados em um ambiente com maior salinidade, resultante de maior evaporação do corpo de água, em um clima mais árido.

Como os sinais isotópicos primários podem ser obscurecidos pelos efeitos da alteração diagenética pós-deposicional, identificar quais processos os sedimentos foram submetidos é essencial para uma melhor interpretação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. Os processos diagenéticos mais comuns que alteram a composição isotópica de uma rocha são cimentação e neomorfismo. Estes processos envolvem a precipitação de carbonato durante a diagênese com uma composição diferente daquela formada no ambiente deposicional. Os cimentos formados na diagênese marinha possuem uma assinatura marinha em $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e os cimentos formados durante o soterramento e/ou a partir de águas meteóricas podem exibir um valor mais negativo de $\delta^{18}\text{O}$. O valor de $\delta^{13}\text{C}$ vai depender da natureza dos processos de decomposição orgânica presentes no momento da precipitação carbonática (SCHOLLE & ULMER-SCHOLLE, 2003; TUCKER & DIAS-BRITO, 2017).

Em relação aos processos de estabilização mineral durante a diagênese, como na mudança de calcita de baixo magnésio substituindo os componentes aragoníticos, a variação isotópica vai ser mínima se os fluidos diagenéticos tiverem composição similar aos fluidos presentes durante a formação do sedimento. A recristalização em ambiente meteórico ou de soterramento é mais provável de resultar na preservação da assinatura do sinal isotópico do carbono do que do oxigênio, exceto em sistemas muito abertos. A composição do carbono presente nos fluidos dos poros seria predominantemente oriunda da dissolução das fases carbonáticas (MARSHALL, 1992).

Segundo Marshall (1992), as mudanças nos sinais isotópicos vão variar de acordo com os ambientes diagenéticos. Na diagênese em ambientes marinhos oxidantes, a cimentação abiótica pode ocorrer em equilíbrio isotópico com o ambiente e fornecer importantes informações sobre a composição do oceano. Em ambientes meteóricos rasos a preservação do

sinal isotópico é mais difícil de acontecer devido à alta exposição dos sedimentos à água meteórica antes de alcançar estabilidade mineralógica. O fluido meteórico vai ter distintas composições em função da incorporação de valores isotópicos negativos do CO₂ oriundo dos solos e assinaturas isotópicas positivas do oxigênio resultante de fluidos com alta taxa de evaporação.

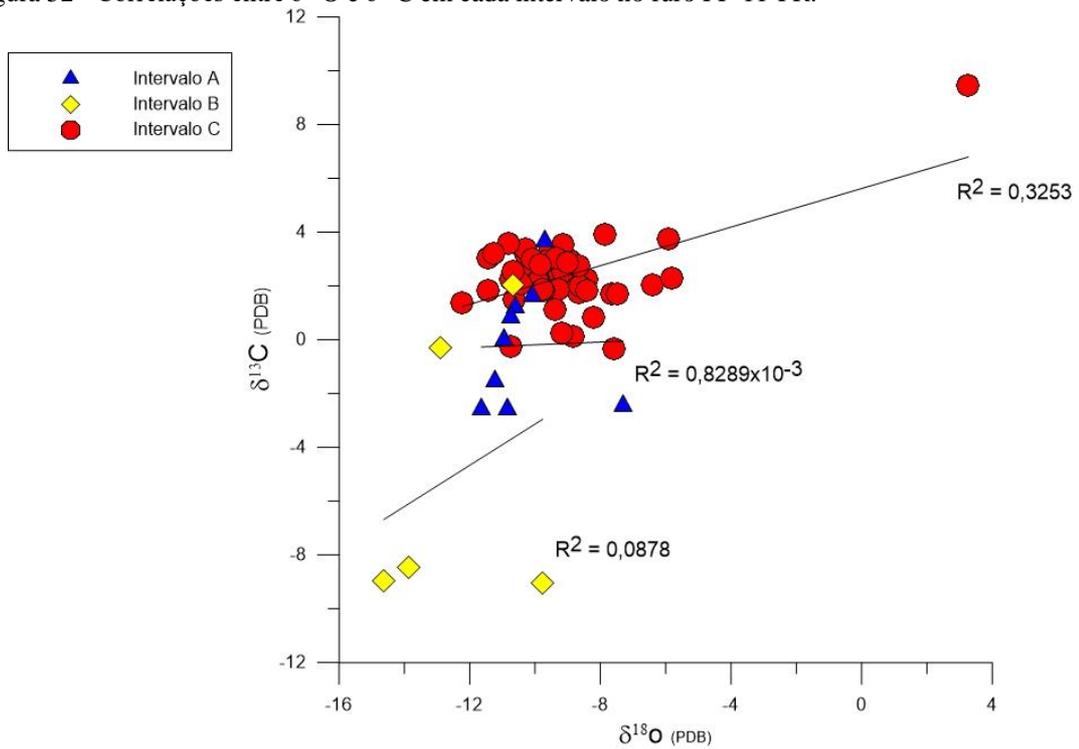
Durante a diagênese de soterramento a composição isotópica do carbono precipitado vai ser proveniente do bicarbonato dissolvido. Como grande parte do carbono é derivado dos sedimentos hospedeiros que sofreram dissolução por pressão, os valores dos isótopos de carbono vão ser próximos ao do valor deposicional. A presença de fluidos mais agressivos, derivados da decomposição térmica da matéria orgânica, vão reduzir o $\delta^{13}\text{C}$ do bicarbonato dissolvido, resultando em cimentos com composição isotópica mais negativa do carbono. As assinaturas isotópicas do oxigênio nos carbonatos precipitados durante a diagênese de soterramento são tipicamente negativas em função do aumento da temperatura e da composição dos fluidos nos poros.

A exposição de uma rocha carbonática na superfície terrestre após ter sido soterrada e alcançar uma estável mineralogia possui geralmente um efeito negligenciável em sua composição isotópica (MARSHALL, 1992).

Correlações entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos são considerados como sinais de alteração diagenética devido ser difícil de produzir estas tendências nos valores isotópicos do ambiente deposicional. Modelos que mostram a evolução da interação fluido-rocha em sistemas abertos e fechados foram propostos por diversos autores (eg. Jacobsen e Kaufman (1999), Derry (2010) e Bishop et al. (2014)). A alteração diagenética pode produzir correlações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ resultante de diferenças na temperatura e composição dos fluidos que interagem com a rocha (DERRY, 2010). A interação das rochas carbonáticas com águas meteóricas pode resultar na redução concomitante das composições isotópicas do carbono e oxigênio (COLOMBIÉ, LÉCUYER, STRASSER, 2010).

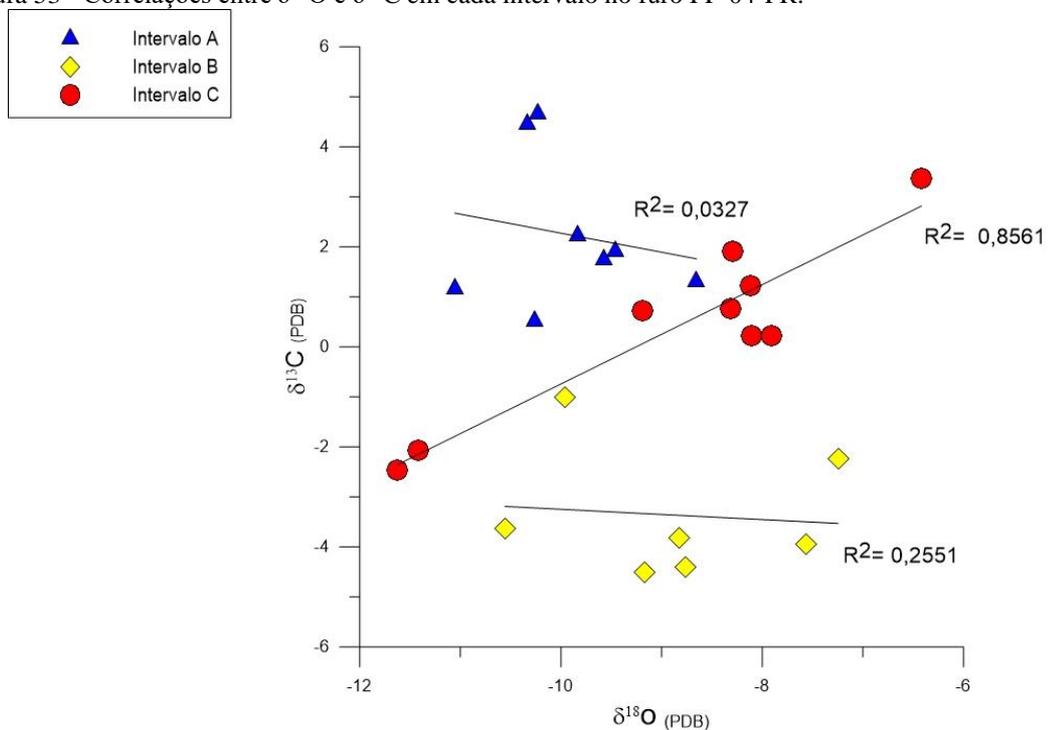
Para avaliar a influência da diagênese em cada intervalo, foram plotados os gráficos $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ em cada furo. No furo FP-11-PR, todos os intervalos apresentaram uma correlação positiva fraca entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (I_A com $R^2 = 0,8289 \times 10^{-3}$, I_B com $R^2 = 0,0878$ e I_C com $R^2 = 0,3253$) (Figura 51). No furo FP-04-PR, apenas o intervalo C apresentou uma correlação positiva entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, com $R^2 = 0,8561$ (Figura 52).

Figura 52 - Correlações entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em cada intervalo no furo FP-11-PR.



Fonte: A autora, 2020.

Figura 53 - Correlações entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em cada intervalo no furo FP-04-PR.



Fonte: A autora, 2020.

A partir da análise dos gráficos de correlação entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, pode-se observar que os dados isotópicos do furo FP-11-PR teriam sido os mais afetados durante a diagênese, especialmente para o intervalo A, sendo que para os demais intervalos as

correlações positivas são baixas.

Para o uso de isótopos de oxigênio em estudos paleoclimáticos deve ser considerado que os processos diagenéticos não alteraram a composição isotópica original. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são mais afetados pela diagênese do que os valores de $\delta^{13}\text{C}$, devido os fluidos diagenéticos possuírem muito mais oxigênio do que carbono (HOEFS, 2018). Durante a eodiagênese, a composição isotópica do oxigênio em carbonatos de água rasa é fortemente afetada por fluidos meteóricos, enquanto durante a mesodiagênese, a calcita diagenética vai ter a sua assinatura isotópica controlada pela temperatura presente no momento da cimentação (WEISSERT; JOACHIMSKI; SARNTHEIN, 2008). Consequentemente, os valores isotópicos do oxigênio das rochas carbonáticas da Formação Teresina podem não terem sido totalmente preservados após a diagênese.

Em relação ao uso de isótopos de carbono, o $\delta^{13}\text{C}$ do ambiente deposicional tende a ser preservado se a diagênese ocorrer em um sistema fechado, pois o carbono inorgânico dissolvido vai ser proveniente dos minerais carbonáticos precursores. Em um sistema aberto, o carbono pode ser derivado da remineralização do carbono orgânico ou de gás CO_2 do solo. Consequentemente, análises em carbonatos ricos em carbono orgânico ou próximos a folhelhos ricos em matéria orgânica podem não fornecer um registro isotópico confiável (WEISSERT; JOACHIMSKI; SARNTHEIN, 2008). Devido à ausência de cimentos que indicam ambiente meteórico eodiagenético, aliado ao baixo conteúdo orgânico observado nas análises de COT das rochas na Formação Teresina, os valores isotópicos do carbono devem ter sido pouco afetados durante a diagênese e podem fornecer o registro de mudanças climáticas que ocorreram no ambiente deposicional.

6.3 Análise paleoambiental

A partir da observação dos testemunhos dos furos de sondagem, das seções delgadas, e dos resultados de COT e de isótopos estáveis de C e O, foi realizada uma análise das condições paleoambientais presentes durante a sedimentação da Formação Teresina.

Como já observado por outros autores, foi visto nos testemunhos dos furos de sondagem, que a Formação Teresina é composta predominantemente por rochas heterolíticas arenosas, variando para rochas heterolíticas mais argilosas, em alguns níveis, intercaladas com rochas carbonáticas de espessura predominantemente centimétrica. As estruturas

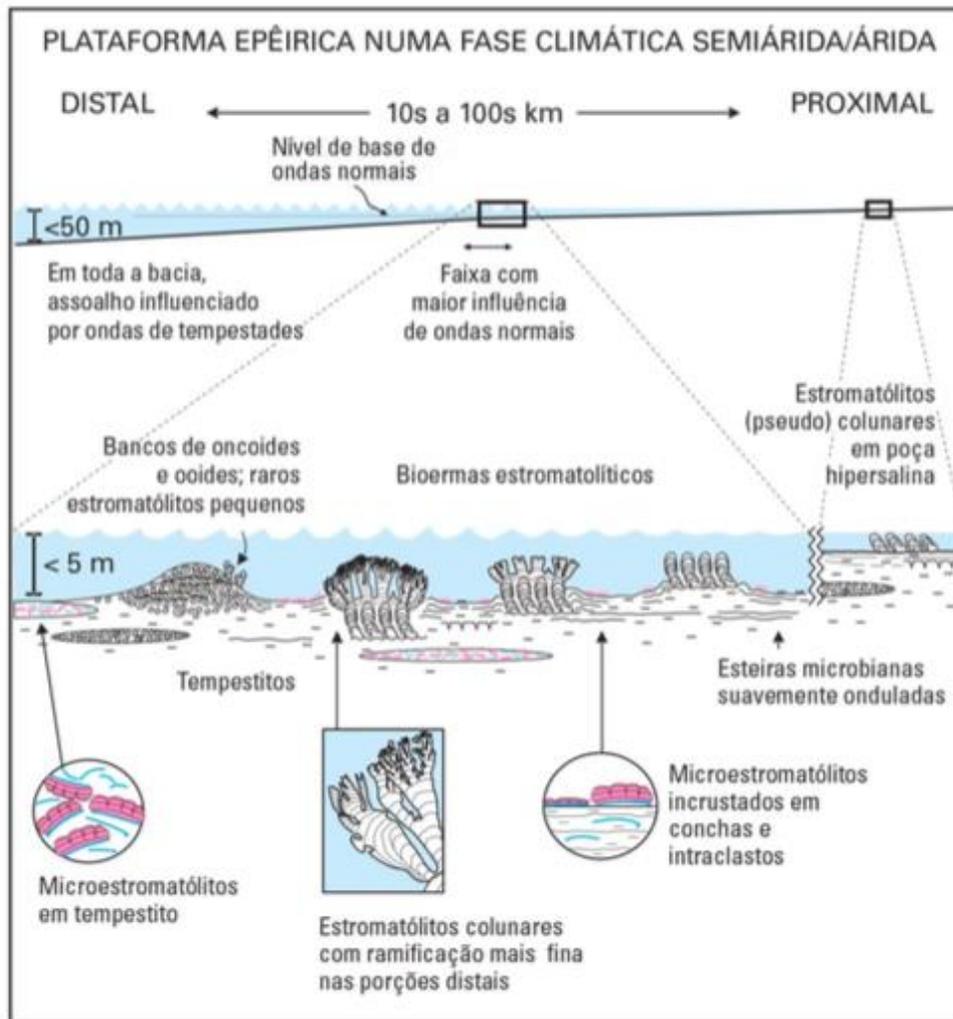
sedimentares comumente observadas nas rochas heterolíticas incluem laminações *wavy*, *linsen* e *flaser* e níveis de bioturbação variados, com presença de intervalos intensamente bioturbados. Foi também observado, em alguns níveis arenosos nas rochas heterolíticas, laminações cruzadas por onda, indicando influência de tempestades nos depósitos. As gretas de contração, observadas em folhelhos, no testemunho do furo de sondagem FP-11-PR, indicam exposição subaérea resultante do rebaixamento do corpo de água.

No estudo petrográfico foi possível analisar mais detalhadamente as rochas carbonáticas amostradas, sendo caracterizadas no total quatro microfácies: microbiais, incluindo estromatólitos colunares, dômicos, planos e trombólitos, floaststone intraclástico, wackestone bioclástico e grainstone oolítico.

Em relação às microfácies microbiais, as variações morfológicas observadas nos estromatólitos vão depender de fatores ambientais como profundidade da água, energia das ondas e marés, frequência de exposição e taxas de sedimentação. Portanto, as pequenas estruturas colunares observadas nesta microfácies teriam sido formadas em águas menos agitadas, e os pequenos domos e esteiras microbianas em planícies de marés protegidas (TUCKER, 2001).

Segundo Fairchild e Rohn (2015), durante a deposição da Formação Teresina, os estromatólitos surgiram quando as condições ambientais se tornavam propícias para a expansão das cianobactérias, provavelmente durante maior alcalinidade da água em clima mais seco, e restritivas para os outros organismos. Deste modo, as comunidades microbianas colonizavam conchas de bivalves que eram porções mais duras do substrato, como foi observado nas lâminas delgadas observadas. Em condições normais o crescimento das colunas estromatolíticas ocorria em conjunto com a acumulação de lama carbonática, com a deposição de grãos de quartzo e outros bioclastos durante eventos de tempestades. O wackestone observado entre as colunas estromatolíticas da microfácies microbial representaria esta deposição que ocorria durante condições normais e de tempestades (Figura 53).

Figura 54 – Microbialitos da Formação Teresina em condições climáticas áridas/semi-áridas.



Fonte: ROHN; FAIRCHILD, 2015.

Na microfácies grainstone oolítico, os oóides observados apresentam trama concêntrica radial, que é característico de ambiente marinho de baixa energia e de ambientes hipersalinos (FLÜGEL, 2010). A possível presença de nódulos evaporíticos substituídos por sílica nesta microfácies corroboraria com a existência de condições climáticas mais áridas. As curvas isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ também indicam condições de maior salinidade do corpo de água neste intervalo. A presença de oóides e valvas de bivalves fragmentadas indicam deposição resultante do retrabalhamento dos grãos durante tempestades. Segundo Meghioratti (2006), esta microfácies deve corresponder a bancos oolíticos-bioclásticos construídos e retrabalhados frequentemente pela ação de ondas de tempestades.

A microfácies floatstone intraclástico e de wackestone bioclástico também representariam sedimentos depositados por tempestades devido à variabilidade dos grãos, incluindo fragmentos de estromatólitos retrabalhados, grãos fosfáticos e fragmentos líticos de rochas carbonáticas erodidas e redepositadas dentro da própria bacia. De acordo com Ng,

Vega e Maranhão (2019), bivalves, oóides e outros fragmentos de rochas carbonáticas, foram transportados por diferentes regiões da bacia por tempestades, sendo então preservados em tempestitos de espessuras variadas. Assim como observado por estes e outros autores, a presença destes depósitos tempestíticos, assim como a laminação *wavy* comumente observada nas rochas heterolíticas, indicaria um ambiente altamente influenciado por tempestades.

Em relação à origem da intercalação sedimentar siliciclástica-carbonática observada na Formação Teresina, diversos autores propõem que fatores climáticos seriam responsáveis pela sedimentação dos carbonatos, já que não haveria conexão do oceano com a bacia (e.g. Meglhioratti (2006), Rohn e Fairchild (2015)). O endemismo dos moluscos bivalves, assim como o escasso registro de fósseis marinhos, reforçaria essa hipótese. Para Ng, Vega e Maranhão (2019), a associação de espículas de esponjas com glauconita autigênica, assim como a presença de microfósseis marinhos, atestariam eventos episódicos transgressivos na Formação Teresina. Deste modo, a sedimentação siliciclástica-carbonática estaria relacionada a dois fatores, um sazonal e outro eustático, marcado pela subida do nível do mar. Na microfácies de grainstone oolítico foram observados grãos de glauconita autigênica substituindo oóides, o que indicaria influência marinha nos depósitos carbonáticos da Formação Teresina.

Nas análises de COT realizadas nos folhelhos das rochas heterolíticas mais argilosas, a predominância de valores baixos, entre 0,2 e 0,7%, nos dois furos de sondagem indicam que não houve condições ambientais favoráveis para a preservação da matéria orgânica nestes intervalos. A intensa bioturbação observada comumente nas rochas heterolíticas da Formação Teresina evidencia a predominância de condições oxidantes durante a sedimentação.

Nas análises em isótopos de carbono foram observadas, em ambos os furos, excursões negativas nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, alcançando no furo FP-04-PR o valor de -4,51‰ (62,6 metros), e no furo FP-11-PR, -9,02‰ (181,3 metros). Estas excursões negativas podem revelar o registro de um evento de extinção em massa na bacia, durante a deposição da Formação Teresina. Ng, Vega e Maranhão (2019) já haviam comentado sobre a possível relação da ocorrência de microbialitos na Formação Teresina com um dos eventos de extinção que ocorreram no Permiano.

Duas grandes extinções em massa ocorreram no Permiano, a extinção do limite Permiano-Triássico, há aproximadamente 252 Ma, e a extinção em massa do Capitaniano, que teria ocorrido há 260 Ma. De acordo com os dados de datação feito por Canile et al. (2016), os zircões detríticos mais jovens na Formação Teresina apresentaram idade de 260 ± 4 Ma,

aproximando a idade de deposição dos sedimentos ao evento de extinção em massa do Capitaniano.

O registro fossilífero revela que a evolução da vida é marcada por diversos eventos catastróficos que eliminaram espécies globalmente (RAUP; SEPKOSKI, 1982). A correlação temporal entre as erupções de Grandes Províncias Ígneas (Large Igneous Provinces- LIP's) com algumas das maiores extinções em massa que ocorreram durante o Fanerozoico, mostra que vulcanismo em larga escala pode ser um dos principais mecanismos que resultaram nas extinções em massa (BOND; GRASBY, 2017). O impacto climático de uma LIP pode ser considerável se o magma entrar em contato com sucessões sedimentares ricas em matéria orgânica (SVENSEN et al., 2004). As análises em isótopos estáveis de carbono em rochas carbonáticas e na matéria orgânica são ferramentas muito úteis na identificação de extinções em massa, devido às mudanças nas razões isotópicas representarem mudanças no ciclo do carbono. As perturbações que ocorrem no ciclo do carbono são correlacionadas às variações rápidas e significativas no clima, resultando em destruição de habitats e extinções em massa (SCHOBEN et al., 2019).

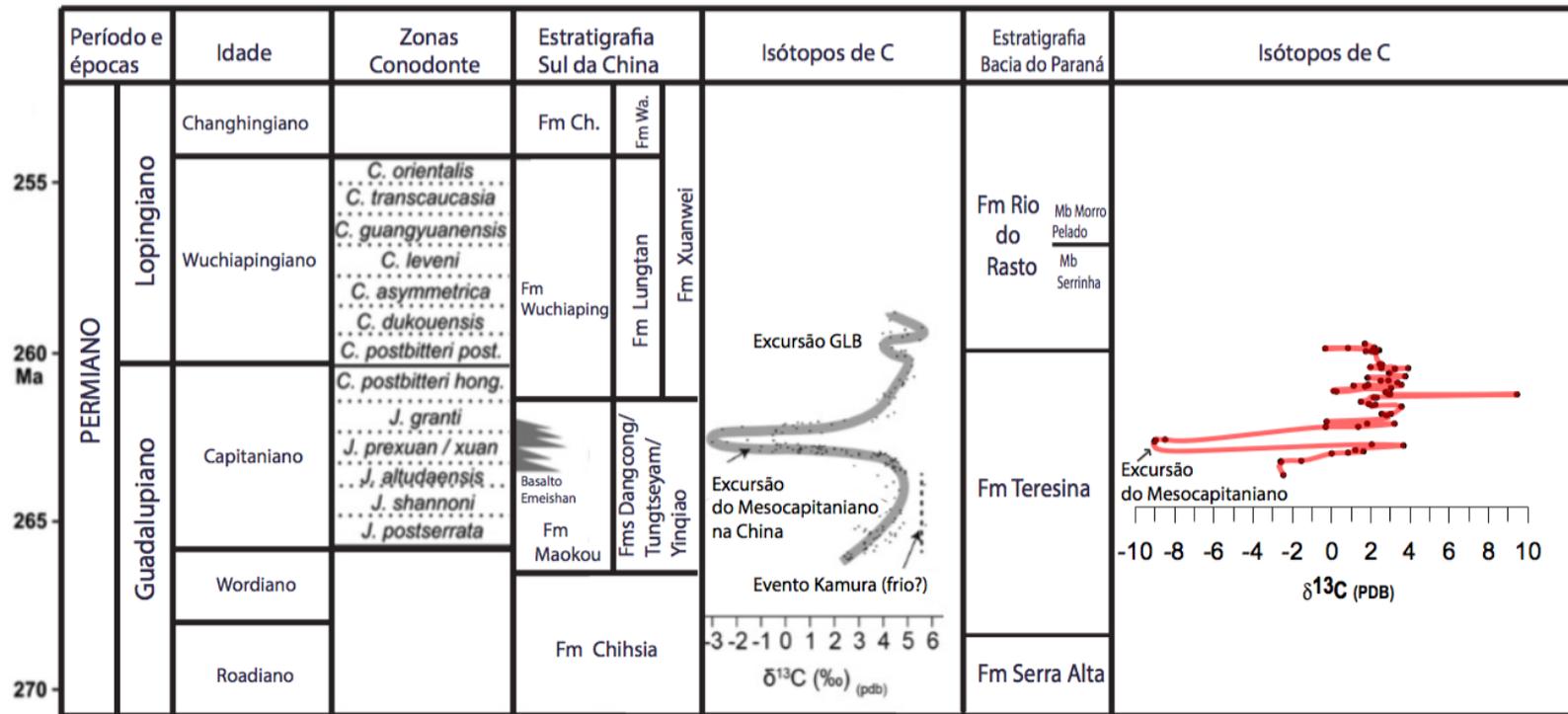
A extinção em massa que ocorreu no Capitaniano afetou ecossistemas marinhos e terrestres globalmente, com sua possível causa relacionada ao início da atividade vulcânica na Grande Província Ígnea de Emeishan, no sul da China (REY et al., 2018). Excursões negativas em $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ foram observadas no limite do Guadalupiano-Lopingiano por diversos autores, no entanto, uma grande excursão negativa também foi observada no Capitaniano médio (SAITOH et al., 2013). Na tentativa de localizar o nível em que ocorreu o declínio de microfósseis marinhos com seções bioestratigraficamente bem definidas no Sul da China, foi observado que a extinção ocorreu na zona do conodonte *Jinogondolella altudaensis*–*J. pre-xuanhanensis* no Capitaniano Médio, antes do limite Guadalupiano-Lopingiano. Foram também observados, contemporaneamente, a extinção de espécies marinhas e perdas em espécies de plantas, no Sul e Norte da China (BOND et al., 2010) (Figura 54).

Um dos mecanismos propostos para a causa desta extinção seria a de um escurecimento global, devido ao aumento de aerossóis de sulfato na atmosfera, e redução da camada de ozônio, associado ao início do vulcanismo, resultando na morte de taxa fotossintéticos (BOND et al., 2010). Outro mecanismo sugerido seria o resfriamento da temperatura global do oceano, chamado de evento Kamura, com a presença de uma excursão positiva em $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos marinhos do Pantalassa, precedendo a extinção marinha do Capitaniano Médio (ISOZAKI et al., 2007). Estudos mostram também que ocorreram extinções em tetrápodes terrestres, no final do Capitaniano, na Bacia do Karoo, resultante de

um aumento local da aridez, observado pela análise dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ em apatita dentária (REY et al., 2018).

Deste modo, as excursões negativas observadas nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ nos testemunhos dos furos de sondagem estudados podem ser o registro do evento de extinção em massa do Capitaniano Médio na Bacia do Paraná. A correlação ao evento seria suportada por estudos bioestratigráficos prévios e datações radiométricas recentes realizados na Formação Teresina. Uma das possíveis razões para a presença destes valores negativos em $\delta^{13}\text{C}$ seria o aumento de ^{12}C na água, relacionado a uma severa redução da produtividade primária, resultante da mudança climática, possivelmente relacionado às erupções vulcânicas, com o retorno de valores menos negativos nos níveis superiores das seções, indicando uma recuperação da biota (Figura 54). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ também indicam uma maior temperatura oceânica durante o evento. A presença desta excursão negativa em valores de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos ou na matéria orgânica em outros furos de sondagens na Formação Teresina, assim como no mesmo intervalo temporal em bacias que possuem seções gondwânicas, como a Bacia do Karoo, na África do Sul, reforçaria a existência de uma mudança climática global associada a este evento.

Figura 55 - Registro da extinção em massa do Mesocapitaniano no Sul da China e na Bacia do Paraná.



Legenda: Crono-, bio- e litoestratigrafia do Sul da China, com curva do isótopo de carbono baseada em Wang et al.(2004), Wignall et al.(2009) e Bond et al.(2010). Estratigrafia da Bacia do Paraná baseada em Ng, Vega e Maranhão (2019) e curva isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ do furo FP-11-PR da Formação Teresina observado neste estudo.

Fonte: Modificado de Bond et al. (2010) e Bond e Grasby (2017).

CONCLUSÕES

Foi observado, pelas fácies sedimentares e pelas microfácies carbonáticas identificadas no estudo petrográfico, que o paleoambiente da Formação Teresina estaria relacionado a um ambiente marinho raso, fortemente influenciado por tempestades, com ocorrência de exposição subaérea, indicada pela presença de gretas de contração. Pela análise das microfácies carbonáticas pode-se notar que as condições ambientais eram favoráveis para o desenvolvimento de microbialitos, sendo observados estromatólitos e trombólitos. Os estromatólitos observados possuem formas diversificadas e diferentes origens, variando de autóctone, à alóctone, como fragmentos retrabalhados em depósitos tempestíticos. Outros fósseis comumente observados são bivalves, ostracodes, restos de peixes e folhas de licófitas carbonificadas. A sucessão siliciclástica-carbonática estaria relacionada com mudanças climáticas e eustáticas, com os carbonatos sendo depositados durante clima mais árido, com episódios de formação de evaporitos. A presença de condições de maior salinidade do corpo de água também é evidenciada pelas curvas dos isótopos de oxigênio em ambos os furos.

Pelas análises isotópicas de carbono e oxigênio em rocha total nas rochas carbonáticas e na fração carbonática das rochas siliciclásticas da Formação Teresina, foi possível dividir a seção em três intervalos quimiostratigráficos distintos. Em ambos os testemunhos analisados foi constatada uma excursão negativa nos valores de $\delta^{13}\text{C}$. No estudo petrográfico foi possível avaliar os processos diagenéticos que ocorreram durante a após a deposição e litificação dos sedimentos. Foi observado que as rochas da Formação Teresina sofreram alterações diagenéticas durante a eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. Os processos diagenéticos ocorreram principalmente na mesodiagênese, e incluem recristalização, compactação química e silicificação. Pelas correlações entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ foi observado que os dados isotópicos do furo FP-11-PR foram os mais afetados durante a diagênese. Como durante a diagênese, a composição dos fluidos nos poros seria resultante da dissolução das fases carbonáticas, é mais provável que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ representem o sinal isotópico primário.

De acordo com datações radiométricas e estudos bioestratigráficos já realizados na Formação Teresina, as anomalias negativas registradas em $\delta^{13}\text{C}$ nestes furos podem estar relacionadas ao evento de extinção em massa do Mesocapitaniano, e uma das possíveis razões para os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ seria o aumento de ^{12}C na água, relacionado a uma severa redução da produtividade orgânica durante a crise biótica, resultante da atividade vulcânica na

Grande Província Ígnea de Emeishan, no Sul da China.

REFERÊNCIAS

- ABOARRAGE; A. M.; LOPES, R. C. **Projeto A borda leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica, relatório final.** CPRM, 1986. Relatório técnico.
- ALMEIDA, C.M. **Taxonomia e paleoecologia de ostracodes do Permiano da Bacia do Paraná, Estado de Goiás, Brasil.** 1995 Dissertação (Mestrado em geologia regional)- Instituto de Geociências- Universidade de Brasília, Brasília.
- AZEVEDO, R. L. M.; RODRIGUES, R.; TAKAKI, T. Aplicação dos dados isotópicos de carbono e oxigênio, de rocha-total, em estudos paleoambientais. **Bol. Geoci. Petrobras**, v. 11, p. 19-32, 1997.
- BIGELEISEN, J.; MAYER, M. G. Calculation of equilibrium constants for isotopic exchange reactions. **The Journal of Chemical Physics**, v. 15, n. 5, p. 261-267, 1947.
- BISHOP, J.W., OSLEGER, D.A., MONTAÑEZ, I.P., SUMNER, D.Y. Meteoric diagenesis and fluid-rock interaction in the Middle Permian Capitan backreef: Yates Formation, Slaughter Canyon, New Mexico. **AAPG Bull.**, v. 98, p. 1495–1519, 2014.
- BOND, D. P. G. et al. The mid-Capitanian (Middle Permian) mass extinction and carbon isotope record of South China. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 292, n. 1–2, p. 282–294, 2010.
- BOND, D. P. G.; GRASBY, S. E. On the causes of mass extinctions. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 478, p. 3–29, 2017.
- CANILE, F. M., BABINSKI, M., ROCHA-CAMPOS, A.C. Evolution of the Carboniferous-Early Cretaceous units of Paraná Basin from provenance studies based on U-Pb, Hf and O isotopes from detrital zircons. **Gondwana Research**, v. 40, p. 142–169, 2016.
- CHRISTIANO-DE-SOUZA, I. C.; RICARDI-BRANCO, F. S. Study of the west gondwana floras during the late paleozoic: A paleogeographic approach in the paraná basin - Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 426, p. 159–169, 2015.
- CISNEROS, J.C., ABDALA, F., MALABARBA, M.C. Pareiasaurids from the Rio do Rasto formation, southern Brazil: biostratigraphic implications for Permian faunas of the Paraná Basin. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 8, n. 1, p. 13–24, [1] [2] [3] [4] [5] [6] [7] [8] [9] [10] [11] [12] [13] [14] [15] [16] [17] [18] [19] [20] [21] [22] [23] [24] [25] [26] [27] [28] [29] [30] [31] [32] [33] [34] [35] [36] [37] [38] [39] [40] [41] [42] [43] [44] [45] [46] [47] [48] [49] [50] [51] [52] [53] [54] [55] [56] [57] [58] [59] [60] [61] [62] [63] [64] [65] [66] [67] [68] [69] [70] [71] [72] [73] [74] [75] [76] [77] [78] [79] [80] [81] [82] [83] [84] [85] [86] [87] [88] [89] [90] [91] [92] [93] [94] [95] [96] [97] [98] [99] [100] [101] [102] [103] [104] [105] [106] [107] [108] [109] [110] [111] [112] [113] [114] [115] [116] [117] [118] [119] [120] [121] [122] [123] [124] [125] [126] [127] [128] [129] [130] [131] [132] [133] [134] [135] [136] [137] [138] [139] [140] [141] [142] [143] [144] [145] [146] [147] [148] [149] [150] [151] [152] [153] [154] [155] [156] [157] [158] [159] [160] [161] [162] [163] [164] [165] [166] [167] [168] [169] [170] [171] [172] [173] [174] [175] [176] [177] [178] [179] [180] [181] [182] [183] [184] [185] [186] [187] [188] [189] [190] [191] [192] [193] [194] [195] [196] [197] [198] [199] [200] [201] [202] [203] [204] [205] [206] [207] [208] [209] [210] [211] [212] [213] [214] [215] [216] [217] [218] [219] [220] [221] [222] [223] [224] [225] [226] [227] [228] [229] [230] [231] [232] [233] [234] [235] [236] [237] [238] [239] [240] [241] [242] [243] [244] [245] [246] [247] [248] [249] [250] [251] [252] [253] [254] [255] [256] [257] [258] [259] [260] [261] [262] [263] [264] [265] [266] [267] [268] [269] [270] [271] [272] [273] [274] [275] [276] [277] [278] [279] [280] [281] [282] [283] [284] [285] [286] [287] [288] [289] [290] [291] [292] [293] [294] [295] [296] [297] [298] [299] [300] [301] [302] [303] [304] [305] [306] [307] [308] [309] [310] [311] [312] [313] [314] [315] [316] [317] [318] [319] [320] [321] [322] [323] [324] [325] [326] [327] [328] [329] [330] [331] [332] [333] [334] [335] [336] [337] [338] [339] [340] [341] [342] [343] [344] [345] [346] [347] [348] [349] [350] [351] [352] [353] [354] [355] [356] [357] [358] [359] [360] [361] [362] [363] [364] [365] [366] [367] [368] [369] [370] [371] [372] [373] [374] [375] [376] [377] [378] [379] [380] [381] [382] [383] [384] [385] [386] [387] [388] [389] [390] [391] [392] [393] [394] [395] [396] [397] [398] [399] [400] [401] [402] [403] [404] [405] [406] [407] [408] [409] [410] [411] [412] [413] [414] [415] [416] [417] [418] [419] [420] [421] [422] [423] [424] [425] [426] [427] [428] [429] [430] [431] [432] [433] [434] [435] [436] [437] [438] [439] [440] [441] [442] [443] [444] [445] [446] [447] [448] [449] [450] [451] [452] [453] [454] [455] [456] [457] [458] [459] [460] [461] [462] [463] [464] [465] [466] [467] [468] [469] [470] [471] [472] [473] [474] [475] [476] [477] [478] [479] [480] [481] [482] [483] [484] [485] [486] [487] [488] [489] [490] [491] [492] [493] [494] [495] [496] [497] [498] [499] [500] [501] [502] [503] [504] [505] [506] [507] [508] [509] [510] [511] [512] [513] [514] [515] [516] [517] [518] [519] [520] [521] [522] [523] [524] [525] [526] [527] [528] [529] [530] [531] [532] [533] [534] [535] [536] [537] [538] [539] [540] [541] [542] [543] [544] [545] [546] [547] [548] [549] [550] [551] [552] [553] [554] [555] [556] [557] [558] [559] [560] [561] [562] [563] [564] [565] [566] [567] [568] [569] [570] [571] [572] [573] [574] [575] [576] [577] [578] [579] [580] [581] [582] [583] [584] [585] [586] [587] [588] [589] [590] [591] [592] [593] [594] [595] [596] [597] [598] [599] [600] [601] [602] [603] [604] [605] [606] [607] [608] [609] [610] [611] [612] [613] [614] [615] [616] [617] [618] [619] [620] [621] [622] [623] [624] [625] [626] [627] [628] [629] [630] [631] [632] [633] [634] [635] [636] [637] [638] [639] [640] [641] [642] [643] [644] [645] [646] [647] [648] [649] [650] [651] [652] [653] [654] [655] [656] [657] [658] [659] [660] [661] [662] [663] [664] [665] [666] [667] [668] [669] [670] [671] [672] [673] [674] [675] [676] [677] [678] [679] [680] [681] [682] [683] [684] [685] [686] [687] [688] [689] [690] [691] [692] [693] [694] [695] [696] [697] [698] [699] [700] [701] [702] [703] [704] [705] [706] [707] [708] [709] [710] [711] [712] [713] [714] [715] [716] [717] [718] [719] [720] [721] [722] [723] [724] [725] [726] [727] [728] [729] [730] [731] [732] [733] [734] [735] [736] [737] [738] [739] [740] [741] [742] [743] [744] [745] [746] [747] [748] [749] [750] [751] [752] [753] [754] [755] [756] [757] [758] [759] [760] [761] [762] [763] [764] [765] [766] [767] [768] [769] [770] [771] [772] [773] [774] [775] [776] [777] [778] [779] [780] [781] [782] [783] [784] [785] [786] [787] [788] [789] [790] [791] [792] [793] [794] [795] [796] [797] [798] [799] [800] [801] [802] [803] [804] [805] [806] [807] [808] [809] [810] [811] [812] [813] [814] [815] [816] [817] [818] [819] [820] [821] [822] [823] [824] [825] [826] [827] [828] [829] [830] [831] [832] [833] [834] [835] [836] [837] [838] [839] [840] [841] [842] [843] [844] [845] [846] [847] [848] [849] [850] [851] [852] [853] [854] [855] [856] [857] [858] [859] [860] [861] [862] [863] [864] [865] [866] [867] [868] [869] [870] [871] [872] [873] [874] [875] [876] [877] [878] [879] [880] [881] [882] [883] [884] [885] [886] [887] [888] [889] [890] [891] [892] [893] [894] [895] [896] [897] [898] [899] [900] [901] [902] [903] [904] [905] [906] [907] [908] [909] [910] [911] [912] [913] [914] [915] [916] [917] [918] [919] [920] [921] [922] [923] [924] [925] [926] [927] [928] [929] [930] [931] [932] [933] [934] [935] [936] [937] [938] [939] [940] [941] [942] [943] [944] [945] [946] [947] [948] [949] [950] [951] [952] [953] [954] [955] [956] [957] [958] [959] [960] [961] [962] [963] [964] [965] [966] [967] [968] [969] [970] [971] [972] [973] [974] [975] [976] [977] [978] [979] [980] [981] [982] [983] [984] [985] [986] [987] [988] [989] [990] [991] [992] [993] [994] [995] [996] [997] [998] [999] [1000] [1001] [1002] [1003] [1004] [1005] [1006] [1007] [1008] [1009] [1010] [1011] [1012] [1013] [1014] [1015] [1016] [1017] [1018] [1019] [1020] [1021] [1022] [1023] [1024] [1025] [1026] [1027] [1028] [1029] [1030] [1031] [1032] [1033] [1034] [1035] [1036] [1037] [1038] [1039] [1040] [1041] [1042] [1043] [1044] [1045] [1046] [1047] [1048] [1049] [1050] [1051] [1052] [1053] [1054] [1055] [1056] [1057] [1058] [1059] [1060] [1061] [1062] [1063] [1064] [1065] [1066] [1067] [1068] [1069] [1070] [1071] [1072] [1073] [1074] [1075] [1076] [1077] [1078] [1079] [1080] [1081] [1082] [1083] [1084] [1085] [1086] [1087] [1088] [1089] [1090] [1091] [1092] [1093] [1094] [1095] [1096] [1097] [1098] [1099] [1100] [1101] [1102] [1103] [1104] [1105] [1106] [1107] [1108] [1109] [1110] [1111] [1112] [1113] [1114] [1115] [1116] [1117] [1118] [1119] [1120] [1121] [1122] [1123] [1124] [1125] [1126] [1127] [1128] [1129] [1130] [1131] [1132] [1133] [1134] [1135] [1136] [1137] [1138] [1139] [1140] [1141] [1142] [1143] [1144] [1145] [1146] [1147] [1148] [1149] [1150] [1151] [1152] [1153] [1154] [1155] [1156] [1157] [1158] [1159] [1160] [1161] [1162] [1163] [1164] [1165] [1166] [1167] [1168] [1169] [1170] [1171] [1172] [1173] [1174] [1175] [1176] [1177] [1178] [1179] [1180] [1181] [1182] [1183] [1184] [1185] [1186] [1187] [1188] [1189] [1190] [1191] [1192] [1193] [1194] [1195] [1196] [1197] [1198] [1199] [1200] [1201] [1202] [1203] [1204] [1205] [1206] [1207] [1208] [1209] [1210] [1211] [1212] [1213] [1214] [1215] [1216] [1217] [1218] [1219] [1220] [1221] [1222] [1223] [1224] [1225] [1226] [1227] [1228] [1229] [1230] [1231] [1232] [1233] [1234] [1235] [1236] [1237] [1238] [1239] [1240] [1241] [1242] [1243] [1244] [1245] [1246] [1247] [1248] [1249] [1250] [1251] [1252] [1253] [1254] [1255] [1256] [1257] [1258] [1259] [1260] [1261] [1262] [1263] [1264] [1265] [1266] [1267] [1268] [1269] [1270] [1271] [1272] [1273] [1274] [1275] [1276] [1277] [1278] [1279] [1280] [1281] [1282] [1283] [1284] [1285] [1286] [1287] [1288] [1289] [1290] [1291] [1292] [1293] [1294] [1295] [1296] [1297] [1298] [1299] [1300] [1301] [1302] [1303] [1304] [1305] [1306] [1307] [1308] [1309] [1310] [1311] [1312] [1313] [1314] [1315] [1316] [1317] [1318] [1319] [1320] [1321] [1322] [1323] [1324] [1325] [1326] [1327] [1328] [1329] [1330] [1331] [1332] [1333] [1334] [1335] [1336] [1337] [1338] [1339] [1340] [1341] [1342] [1343] [1344] [1345] [1346] [1347] [1348] [1349] [1350] [1351] [1352] [1353] [1354] [1355] [1356] [1357] [1358] [1359] [1360] [1361] [1362] [1363] [1364] [1365] [1366] [1367] [1368] [1369] [1370] [1371] [1372] [1373] [1374] [1375] [1376] [1377] [1378] [1379] [1380] [1381] [1382] [1383] [1384] [1385] [1386] [1387] [1388] [1389] [1390] [1391] [1392] [1393] [1394] [1395] [1396] [1397] [1398] [1399] [1400] [1401] [1402] [1403] [1404] [1405] [1406] [1407] [1408] [1409] [1410] [1411] [1412] [1413] [1414] [1415] [1416] [1417] [1418] [1419] [1420] [1421] [1422] [1423] [1424] [1425] [1426] [1427] [1428] [1429] [1430] [1431] [1432] [1433] [1434] [1435] [1436] [1437] [1438] [1439] [1440] [1441] [1442] [1443] [1444] [1445] [1446] [1447] [1448] [1449] [1450] [1451] [1452] [1453] [1454] [1455] [1456] [1457] [1458] [1459] [1460] [1461] [1462] [1463] [1464] [1465] [1466] [1467] [1468] [1469] [1470] [1471] [1472] [1473] [1474] [1475] [1476] [1477] [1478] [1479] [1480] [1481] [1482] [1483] [1484] [1485] [1486] [1487] [1488] [1489] [1490] [1491] [1492] [1493] [1494] [1495] [1496] [1497] [1498] [1499] [1500] [1501] [1502] [1503] [1504] [1505] [1506] [1507] [1508] [1509] [1510] [1511] [1512] [1513] [1514] [1515] [1516] [1517] [1518] [1519] [1520] [1521] [1522] [1523] [1524] [1525] [1526] [1527] [1528] [1529] [1530] [1531] [1532] [1533] [1534] [1535] [1536] [1537] [1538] [1539] [1540] [1541] [1542] [1543] [1544] [1545] [1546] [1547] [1548] [1549] [1550] [1551] [1552] [1553] [1554] [1555] [1556] [1557] [1558] [1559] [1560] [1561] [1562] [1563] [1564] [1565] [1566] [1567] [1568] [1569] [1570] [1571] [1572] [1573] [1574] [1575] [1576] [1577] [1578] [1579] [1580] [1581] [1582] [1583] [1584] [1585] [1586] [1587] [1588] [1589] [1590] [1591] [1592] [1593] [1594] [1595] [1596] [1597] [1598] [1599] [1600] [1601] [1602] [1603] [1604] [1605] [1606] [1607] [1608] [1609] [1610] [1611] [1612] [1613] [1614] [1615] [1616] [1617] [1618] [1619] [1620] [1621] [1622] [1623] [1624] [1625] [1626] [1627] [1628] [1629] [1630] [1631] [1632] [1633] [1634] [1635] [1636] [1637] [1638] [1639] [1640] [1641] [1642] [1643] [1644] [1645] [1646] [1647] [1648] [1649] [1650] [1651] [1652] [1653] [1654] [1655] [1656] [1657] [1658] [1659] [1660] [1661] [1662] [1663] [1664] [1665] [1666] [1667] [1668] [1669] [1670] [1671] [1672] [1673] [1674] [1675] [1676] [1677] [1678] [1679] [1680] [1681] [1682] [1683] [1684] [1685] [1686] [1687] [1688] [1689] [1690] [1691] [1692] [1693] [1694] [1695] [1696] [1697] [1698] [1699] [1700] [1701] [1702] [1703] [1704] [1705] [1706] [1707] [1708] [1709] [1710] [1711] [1712] [1713] [1714] [1715] [1716] [1717] [1718] [1719] [1720] [1721] [1722] [1723] [1724] [1725] [1726] [1727] [1728] [1729] [1730] [1731] [1732] [1733] [1734] [1735] [1736] [1737] [1738] [1739] [1740] [1741] [1742] [1743] [1744] [1745] [1746] [1747] [1748] [1749] [1750] [1751] [1752] [1753] [1754] [1755] [1756] [1757] [1758] [1759] [1760] [1761] [1762] [1763] [1764] [1765] [1766] [1767] [1768] [1769] [1770] [1771] [1772] [1773] [1774] [1775] [1776] [1777] [1778] [1779] [1780] [1781] [1782] [1783] [1784] [1785] [1786] [1787] [1788] [1789] [1790] [1791] [1792] [1793] [1794] [1795] [1796] [1797] [1798] [1799] [1800] [1801] [1802] [1803] [1804] [1805] [1806] [1807] [1808] [1809] [1810] [1811] [1812] [1813] [1814] [1815] [1816] [1817] [1818] [1819] [1820] [1821] [1822] [1823] [1824] [1825] [1826] [1827] [1828] [1829] [1830] [1831] [1832] [1833] [1834] [1835] [1836] [1837] [1838] [1839] [1840] [1841] [1842] [1843] [1844] [1845] [1846] [1847] [1848] [1849] [1850] [1851] [1852] [1853] [1854] [1855] [1856] [1857] [1858] [1859] [1860] [1861] [1862] [1863] [1864] [1865] [1866] [1867] [1868] [1869] [1870] [1871] [1872] [1873] [1874] [1875] [1876] [1877] [1878] [1879] [1880] [1881] [1882] [1883] [1884] [1885] [1886] [1887] [1888] [1889] [1890] [1891] [1892] [1893] [1894] [1895] [1896] [1897] [1898] [1899] [1900] [1901] [1902] [1903] [1904] [1905] [1906] [1907] [1908] [1909] [1910] [1911] [1912] [1913] [1914] [1915] [1916] [1917] [1918] [1919] [1920] [1921] [1922] [1923] [1924] [1925] [1926] [1927] [1928] [1929] [1930] [1931] [1932] [1933] [1934] [1935] [1936] [1937] [1938] [1939] [1940] [1941] [1942] [1943] [1944] [1945] [1946] [1947] [1948] [1949] [1950] [1951] [1952] [1953] [1954] [1955] [1956] [1957] [1958] [1959] [1960] [1961] [1962] [1963] [1964] [1965] [1966] [1967] [1968] [1969] [1970] [1971] [1972] [1973] [1974] [1975] [1976] [1977] [1978] [1979] [1980] [1981] [1982] [1983] [1984] [1985] [1986] [1987] [1988] [1989] [1990] [1991] [1992] [1993] [1994] [1995] [1996] [1997] [1998] [1999] [2000] [2001] [2002] [2003] [2004] [2005] [2006] [2007] [2008] [2009] [2010] [2011] [2012] [2013] [2014] [2015] [2016] [2017] [2018] [2019] [2020] [2021] [2022] [2023] [2024] [2025] [2026] [2027] [2028] [2029] [2030] [2031] [2032] [2033] [2034] [2035] [2036] [2037] [2038] [2039] [2040] [2041] [2042] [2043] [2044] [2045] [2046] [2047] [2048] [2049] [2050] [2051] [2052] [2053] [2054] [2055] [2056] [2057] [2058] [2059] [2060] [2061] [2062] [2063] [2064] [2065] [2066] [2067] [2068] [2069] [2070] [2071] [2072] [2073] [2074] [2075] [2076] [2077] [2078] [2079] [2080] [2081] [2082] [2083] [2084] [2085] [2086] [2087] [2088] [2089] [2090] [2

DERRY, L.A. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly. **Earth Planet. Sci. Lett.**, v. 294, p. 152–162, 2010.

DUNHAM, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. **Classification of carbonate rocks**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1962. v. 1, p. 108-122.

EMBRY, A.F., KLOVAN, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. **Bull. Can. Petrol. Geol.**, v. 19, p. 730–781, 1971.

EMILIANI, C. Pleistocene temperatures. **Journal of Geology**, v. 63, p. 538–578, 1955.

FAIRCHILD, T. R. O que são microbialitos e como se formam. In: FAIRCHILD, T.R.; ROHN, R.; DIAS-BRITO, D. **Microbialitos do Brasil do Pré-Cambriano ao Recente**. Rio Claro: UNESPetro, obra2, 2015. cap 1, p. 10-21.

FERREIRA-OLIVEIRA, L. G. **Conchostráceos Permianos da Bacia do Paraná: taxonomia, evolução, bioestratigrafia e paleobiogeografia**. 2007. 241f. (Tese de Doutorado)- Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2007.

FERREIRA-OLIVEIRA, L. G.; ROHN, R. Leiid conchostracans from the uppermost Permian strata of the Paraná Basin, Brazil: Chronostratigraphic and paleobiogeographic implications. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, n. 2, p. 371-380, 2010.

FLÜGEL, E. *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, Interpretation and Application*. 2 edição. Springer, 2010.

GHILARDI, R.P., SIMÕES, M.G. Foram os bivalves do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Rio do Rasto), Neopermiano, invertebrados tipicamente dulcícolas?. **Pesquisas em Geociências**, v. 29, p. 91–99, 2002.

GOODWIN, P.W.; ANDERSON, E.J. Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. **J. Geol.**, vol. 93, p. 515-533, [L] [SEP] 1985.

GORDON, JR. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, notas preliminares e estudos. **DNPM. Div. Geol. Min.**, v. 38, p. 1-19, 1947.

HOEFS, J. *Stable Isotope Geochemistry*. 8 edição. Suíça: Springer, 2018.

HOLZ, M. et al. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, n. 2, p. 381–399, 2010.

ISOZAKI, Y.; KAWAHATA, H.; MINOSHIMA, K. The Capitanian (Permian) Kamura cooling event: The beginning of the Paleozoic-Mesozoic transition. **Palaeoworld**, v. 16, n. 1–3, p. 16–30, 2007.

JACOBSEN, S.B., KAUFMAN, A.J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. **Chem. Geol.** 161, 37–57, 1999. [L] [SEP]

KOZUR, H. W.; WEEMS, R. E. The biostratigraphic importance of conchostracans in the continental Triassic of the northern hemisphere. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 334, n. 1, p. 315-417, 2010.

KOZUR, HEINZ W.; WEEMS, ROBERT E. The biostratigraphic importance of conchostracans in the continental Triassic of the northern hemisphere. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 334, n. 1, p. 315-417, 2010.

LAGES, L.C. **A Formação Irati (Grupo Passa Dois, Permiano, Bacia do Paraná) no furo de sondagem FP-01-PR (Sapopema, PR)**. 2004. 129f. Dissertação (Mestrado em geociências)- Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2004.

LANGER, M.C. The first record of Dinocephalians in Southern America: late Permian (Rio do Rasto Formation) of the Paraná Basin, Brazil. **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie**, Abhandlungen 215 (1), 69–95, 2000.

LAVINA, E.L. **Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná**. 1991. 333f. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências- UFRGS, Porto Alegre, 1991.

LOGAN, B. W.; REZACK, R.; GINSBURG, R. N. Classification and environmental significance of algal stromatolites. **Journal of Geology**, v. 72, p. 68-83, 1964.

MARANHÃO, M. S. A. S. **Fósseis das Formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo: Subsídios ao Conhecimento Paleontológico e Bioestratigráfico**. 1995. 361f. Tese (Doutorado em geologia sedimentar)- IG-USP, São Paulo, 1995.

MARANHÃO, M. S. A. S.; PETRI, S. Novas ocorrências de fósseis nas formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo e considerações preliminares sobre seus significados paleontológico e bioestratigráfico. **Revista do Instituto Geológico**, v. 17, p. 33–53, 1996.

MARSHALL, J. D. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate record and their preservation. **Geol. Mag.**, v. 129, n.2, p. 143-160, 1992.

MEGLHIORATTI, T. **Estratigrafia de seqüências das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (permiano, Bacia do Paraná) na porção nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo**. 2006. 127f. Dissertação (Mestrado em geologia)- Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Orogenias paleozoicas no domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geologia**, v. 28, n.4, p. 473-484, 1998.

MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary basins of south America. **Tectonic Evolution of South America**, v. 31, p. 389-449, 2000.

MILANI, E.J.; MELO, J.H.G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 265–287, 2007.

MOORE, C. H. *Carbonate diagenesis and porosity*. Amsterdam: Elsevier, 1989.

MORAES REGO, L. D. A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. **Boletim do Serviço Geológico e Mineral Brasileiro**, Rio de Janeiro, 1930.

NEREGATO, R.; SOUZA, P. A. DE; ROHN, R. Registros Palinológicos Inéditos nas Formações Teresina e Rio do Rasto (Permiano, Grupo Passa Dois, Bacia do Paraná) Implicações Biocronoestratigráficas e Paleoambientais. **Pesquisas em Geociências**, v. 35, n. 2, p. 9, 2008.

NEVES, J. P.; ROHN, R.; SIMÕES, M. G. Tafonomia de bivalvíos em calcários oolíticos da formação Teresina (Bacia do Paraná, permiano médio, prudentópolis, PR). **Geologia USP - Serie Científica**, v. 10, n. 3, p. 19–36, 2010.

NG, C.; VEGA, C. S.; MARANHÃO, M. DA S. A. S. Mixed carbonate-siliciclastic microfacies from Permian deposits of Western Gondwana: Evidence of gradual marine to continental transition or episodes of marine transgression? **Sedimentary Geology**, v. 390, p. 62–82, 2019.

NIER, A. O. A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon, and potassium. **Physical Review**, v. 77, n. 6, p. 789, 1950.

PEREIRA, E. et al. Evolução das sinéclises paleozoicas: províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: HASUI, Y. et al. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca-Ball Edições Ltda São Paulo, 2012. cap 5, p. 374-394.

PEREIRA, E. **Evolução tectono-sedimentar do intervalo Ordoviciano-Devoniano da Bacia do Paraná**. 2000. 276f. Tese (Doutorado em geologia sedimentar)- Instituto de Geociências- Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

RAGONHA, E. W. **Taxionomia de dentes e espinhos isolados de Xenacanthodii (Chondrichthyes, Elasmobranchii) da Formação Corumbataí: Considerações cronológicas e paleoambientais**. 1984.184f. (Tese de Doutorado)- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1984.

RAUP, D. M.; SEPKOSKI, J. J. Mass extinctions in the marine fossil record. **Science**, v. 215, n. 4539, p. 1501-1503, 1982.

REY, K. et al. Oxygen isotopes and ecological inferences of Permian (Guadalupian) tetrapods from the main Karoo Basin of South Africa. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 538, p. 109485, 2020.

RIDING, R. Microbialites, Stromatolites, and Thrombolites. In: REITNER J., THIEL, V. **Encyclopedia of Earth Sciences Series**. Heidelberg: Springer, p. 635-654, 2011.

ROCHA-CAMPOS, A. C. et al. U-Pb zircon dating of ash fall deposits from the paleozoic Paraná basin of Brazil and Uruguay: a reevaluation of the stratigraphic correlations. **The Journal of Geology**, v. 127, n. 2, p. 167-182, 2019.

- ROCHA-CAMPOS, A. C.; BASEI, M. A.; SANTOS, P. R. Depósitos de cinza vulcânica no Neopaleozóico da Bacia do Paraná: datação radiométrica (SHRIMP) e possíveis implicações cronoestratigráficas e paleoambientais. In: **Annual meeting of Brazilian Paleontological, 2009. Abstracts**. 2009. p. 8.
- RODRIGUES, R. Chemostratigraphy. In: KOUTSOUKOS, E. A. M. **Applied stratigraphy**. Dordrecht: Springer, 2005. v. 23, cap 8, p. 165-178.
- RODRIGUES, R.; PEREIRA, E.; BERGAMASCHI, S.; BASTOS, L. P. H. Stable isotopes as a tool for stratigraphic studies: Insights from the Brazilian sedimentary record. **Stratigraphy & Timescales**, v. 4, p. 133-164, 2019.
- RODRIGUES, R.; QUADROS, L.P., 1976. Mineralogia das argilas e teor de boro das formações paleozóicas da Bacia do Paraná. In: 29º Congresso Brasileiro de Geologia, 1976, Ouro Preto, Minas Gerais. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*. Minas Gerais, pp. 351–379.
- ROHN, R. Estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). **Ciência-Técnica Petróleo, Petrobras, Seção Exploração de Petróleo**, v. 20, p. 209–218, 2001.
- ROHN, R. **Evolução Ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná**. 1994. 386 f. (Tese de doutorado)- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.
- ROHN, R., RÖSLER, O. Middle to Upper Permian Phytostратigraphy of the Eastern Paraná Basin. **Revista Univ. Guarulhos**, v. 5. p. 69–73, 2000.
- ROHN, R.; FAIRCHILD, T. R. Microbialitos do Grupo Passa Dois, Permiano Inferior-Médio, Bacia do Paraná, Estados de São Paulo e Paraná. In: FAIRCHILD, T.R.; ROHN, R.; DIAS-BRITO, D. **Microbialitos do Brasil do Pré-Cambriano ao Recente**. Rio Claro: UNESPetro, obra2, 2015. cap 11, p. 270-317.
- ROMANEK, C. S.; GROSSMAN E. L.; MORSE J. W. Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite – Effects of temperature and precipitation rate. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 56, p. 419–430, 1992
- SAITOH, M.; ISOZAKI, Y.; YAO, J.; JI, Z.; UENO, Y.; YOSHIDA, N. The appearance of an oxygen-depleted condition on the Capitanian disphotic slope/basin in South China: Middle–Upper Permian stratigraphy at Chaotian in northern Sichuan. **Global and Planetary Change**, v. 105, p. 180–192, 2013.
- SANTOS, R. V. et al. Shrimp U-Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. **Gondwana Research**, v. 9, n. 4, p. 456–463, 2006.
- SCHEMIKO, D. C. B. et al. Distinção dos elementos deposicionais fluviais, eólicos e lacustres do Membro Morro Pelado, Permiano Superior da Bacia do Paraná. **Geologia USP. Série Científica**, v. 14, n. 3, p. 29-46, 2014.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratiográfica da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro De Geologia, XXVIII, 1974, Porto Alegre. *Anais Sociedade Brasileira de Geologia*. Porto Alegre, 1974. p. 41-66.

SCHOBLEN, M.; VAN DE SCHOOTBRUGGE, B.; WIGNALL, P. B. Interpreting the carbon isotope record of mass extinctions. **Elements**, v. 15, n. 4, p. 331–337, 2019.

SCHOLLE, P. A.; ULMER-SCHOLLE, D. S. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*. Tulsa: AAPG Memoir 77, 2003.

SHACKLETON, N. J. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. **Quaternary Science Reviews**, v. 6, p.183–190, 1987.

SHACKLETON, N. J.; HALL, M. A. Stable isotope records in bulk sediments. In: PISIAS, N.G. et al. **Proceedings of the ocean drilling program, scientific results**. Washington : U.S. Printing Office, 1995. v. 138, p. 797-805.

SHACKLETON, N. J.; N. D. OPDYKE. Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early northern hemisphere glaciation. **Nature**, v. 270, p. 216–219, 1977.

SIMÕES, M. G. et al. A new Permian bivalve-dominated assemblage in the Rio do Rasto Formation, Paraná Basin, Brazil: faunal turnover driven by regional-scale environmental changes in a vast epeiric sea. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 64, p. 14-26, 2015.

STOLLHOFEN, H.; STANISTREET, I.G.; ROHN, R.; HOLZFORSTER, F.; WANKE, A. The Gai-as lake system, Northern Namibia and Brazil. In: Gierlowski-Kordesch, E.H., Kelts, K.R. **Lake Basins through Space and Time**. Tulsa: AAPG, 2000a. p. 87–108.

SUGUIO, K.; SALATI, E.; BARCELOS, J. H. Calcários oolíticos de Taguaí (SP) e seu possível significado paleoambiental na deposição da Formação Estrada Nova. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 4, p. 142-166, 1974.

SVENSEN, H. et al. Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. **Nature**, v. 429, n. 6991, p. 542-545, 2004.

TERRA, G.J.S. et al. Classificação de rochas carbonáticas aplicáveis às bacias sedimentares brasileiras. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.18, n.1, p.9-29, 2010.

TOHVER, E. et al. Shaking a methane fizz: seismicity from the Araguainha impact event and the Permian–Triassic global carbon isotope record. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 387, p. 66-75, 2013.

TUCKER, M. E.; DIAS-BRITO, D. *Petrologia sedimentar carbonática: iniciação com base no registro geológico do Brasil*. Rio Claro: UNESPetro, 2017.

TUCKER, M.E. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. London: Blackwell, 2001.

UREY, H. C. The thermodynamic properties of isotopic substances. **Journal of the Chemical Society (Resumed)**, p. 562-581, 1947.

WANG, W.; CAO, C.Q.; WANG, Y. The carbon isotope excursion on GSSP candidate section of Lopingian–Guadalupian boundary. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 220, p. 57–67, 2004.

WARREN, L. V. et al. A Formação Serra Alta, Permiano, no centro-leste do Estado de São Paulo, Bacia do Paraná, Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, n. 1, p. 109–126, 2015.

WEISSERT, H.; JOACHIMSKI, M.; SARNTHEIN, M. Chemostratigraphy. **Newsl Stratigraphy**, v. 42, n.3, p. 145-179, 2008.

WHITE, I. C. *Relatório final da comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil*. Rio de Janeiro:1908. 617 p.

WHITE, W. M. *Isotope Geochemistry*. 1 edição. Wiley, 2015.

WIGNALL, P.B. et al. Volcanism, mass extinction and carbon isotope fluctuations in the Middle Permian of China. **Science**, v. 324, p. 1179–1182, 2009.

ZALÁN, P. V. et al. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: MANTENESSO-NETO, V. **Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. cap 33, p. 595-613.