



**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA**  
**“JULIO DE MESQUITA FILHO”**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS**



Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

**ANÁLISE DE FÁCIES SEDIMENTARES E QUIMIOESTRATIGRAFIA DA  
FORMAÇÃO TERESINA, GRUPO PASSA DOIS, EM TAGUAÍ – SP E JOAQUIM  
TÁVORA – PR**

Rafaela Casonatto Della Coletta

Orientador: Prof. Dr. Lucas Veríssimo Warren

Coorientadora: Dra. Juliana Okubo

Rio Claro – SP

2023

**UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA**  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Campus de Rio Claro (SP)

**ANÁLISE DE FÁCIES SEDIMENTARES E QUIMIOESTRATIGRAFIA DA  
FORMAÇÃO TERESINA, GRUPO PASSA DOIS, EM TAGUAÍ – SP E  
JOAQUIM TÁVORA – PR**

Rafaela Casonatto Della Coletta

Monografia apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP, campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte das exigências para a obtenção do título de Geóloga.

Rio Claro – SP

2023

C694a

Coletta, Rafaela Casonatto Della

Análise de fácies sedimentares e quimioestratigrafia da Formação Teresina, Grupo Passa Dois, em Taguaí - SP e Joaquim Távora - PR. / Rafaela Casonatto Della Coletta. -- Rio Claro, 2023

78 p. : il., tabs., fotos, mapas

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: Prof. Dr. Lucas Veríssimo Warren

Coorientadora: Dra. Juliana Okubo

1. Sedimentologia. 2. Geoquímica elementar e isotópica. 3. Plataformas carbonáticas mistas. 4. Permiano. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

RAFAELA CASONATTO DELLA COLETTA

ANÁLISE DE FÁCIES SEDIMENTARES E  
QUIMIOESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO TERESINA,  
GRUPO PASSA DOIS, EM TAGUAÍ – SP E JOAQUIM  
TÁVORA – PR

Trabalho de Graduação apresentado ao  
Instituto de Geociências e Ciências  
Exatas - Câmpus de Rio Claro, da  
Universidade Estadual Paulista Júlio de  
Mesquita Filho, para obtenção do grau de  
Bacharel em Geologia.

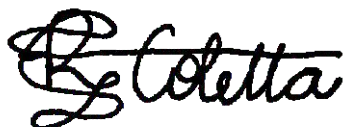
Comissão Examinadora

Prof. Dr. Lucas Veríssimo Warren (orientador)

Prof. Dr. Sergio Caetano Filho

Prof. Dr. Filipe Giovanini Varejão

Rio Claro, 05 de maio de 2023.



Assinatura do(a) aluno(a)



assinatura do(a) orientador(a)



*“A plenitude é inimiga da evolução”*

## **AGRADECIMENTOS**

Primeiramente gostaria de agradecer ao meu orientador Lucas Warren e a minha coorientadora Juliana Okubo, que estão presentes em minha vida desde quando eu ainda estava começando a me apaixonar por sedimentologia. Além de serem grandes profissionais e ótimos amigos, foram os melhores orientadores que eu poderia ter ao meu lado.

Agradeço à Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP) e ao Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) por terem incentivado e apoiado financeiramente esta pesquisa. Tenho certeza de que foi uma oportunidade valiosa, que influenciará positivamente o meu futuro profissional.

Também gostaria de agradecer a todos que contribuíram de alguma forma com a minha pesquisa, participando dos trabalhos de campo – Mariza Gomes, e auxiliando nas interpretações isotópicas – Gabriel Antunes. Ao laboratório LAMIR da Universidade Federal do Paraná, pela realização das análises geoquímicas e pela parceria, ao laboratório de petrografia sedimentar do UNESPetro, e à mineração Gobbo, por possibilitar a visita de campo.

Gostaria de deixar aqui meus agradecimentos especiais aos meus pais, Renato e Nilcelene, por sempre me encorajarem a realizar os meus sonhos e dar suporte para isto; à minha irmã Natália, por ser minha melhor amiga e me entender como ninguém; aos meus avós, por terem participado de cada conquista, sempre torcendo e comemorando; e ao meu namorado André, que esteve presente desde o início de minha graduação, sendo para mim um exemplo de profissional e de pessoa.

Agradeço imensamente aos meus melhores amigos Thomás e Velda, que tornaram esses anos de graduação, os melhores da minha vida. Nós três para sempre! Também agradeço ao João Pedro, a Júlia e ao Kalvin por estarem comigo desde o ensino médio, comemorando cada vitória juntos.

Sou muito grata ao meu gatinho Nemo e minhas queridas cachorrinhas Meg e Katy (que infelizmente não estão mais aqui). Obrigada por serem tão especiais em minha vida e por amenizarem os momentos difíceis, principalmente em tempos de pandemia.

Por fim, quero agradecer a todos os professores que passaram pela minha vida desde quando entrei pela primeira vez em uma escola. Vocês foram muito importantes na construção da minha trajetória em busca do sonho de me tornar geóloga!

## RESUMO

A Formação Teresina é uma unidade permiana localizada na porção superior do Grupo Passa Dois, Bacia do Paraná. Por corresponder a uma sucessão siliciclástica-carbonática com porções bem preservadas, esta Formação apresenta alto potencial para estudos paleoambientais. São raros estudos sedimentológicos e estratigráficos utilizando isótopos estáveis de carbono e oxigênio em rochas carbonáticas permianas da Bacia do Paraná. A ausência de um modelo sedimentar atrelado a dados geoquímicos e isotópicos adequados é fator complicante ao elucidar questões como: i) possível influência marinha na deposição da Formação Teresina; ii) grau de confinamento do mar interior permiano da Bacia do Paraná, e finalmente, iii) refinamento do modelo deposicional e definição das condições paleoambientais vigentes durante a sedimentação da Formação Teresina. No total foram descritas duas seções colunares abarcando oito fácies carbonáticas e três fácies siliciclásticas para a Formação Teresina nas regiões de Itaipu – SP e Joaquim Távora – PR. A análise e associação de fácies e microfácies carbonáticas permitiu caracterizar a sucessão como depositada em plataforma carbonática mista com características de *foreshore*, *shoreface* e *offshore transition*. Neste contexto, fácies terrígenas são indicativas de entrada pontual de material siliciclástico, possivelmente devido a causas climáticas. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  variam entre -3,56 e +3,15 ‰ (PDB) e os valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  variam entre -5,17 e +7,87 ‰ (PDB). Não foi constatada relação clara entre a variação dos valores positivos e negativos e as diferentes fácies sedimentares. Ao analisar os sinais isotópicos de C e O nas seções estudadas, é possível inferir que durante o período de deposição da Formação Teresina (na região estudada) a bacia apresentava taxas de soterramento da matéria orgânica elevadas (sinal isotópico do C predominantemente positivo), com grande aporte de sedimentos. Com relação ao sinal isotópico de O, com predomínio de valores positivos, pode-se afirmar que existem indícios de que o ambiente era restrito (ou parcialmente restrito), com taxas de evaporação relativamente altas. A hipótese de que a Formação Teresina representa uma plataforma carbonática mista depositada em ambiente parcialmente salino e com alta taxa de evaporação é reforçada por diversos aspectos sedimentares e geoquímicos, destacando-se: i) presença de quartzina e do mineral glauconita; ii) presença de brechas microbialíticas e gretas de contração; e iii) presença de fósseis anormalmente pequenos associados à baixa abundância/diversidade icnológica.

**Palavras-chave:** Sedimentologia, Geoquímica elementar e isotópica, plataformas carbonáticas mistas, Permiano.

## ABSTRACT

The Teresina Formation is a Permian unit located in the upper portion of the Passa Dois Group, Paraná Basin. As it corresponds to a siliciclastic-carbonate succession with well-preserved portions, this Formation has a high potential for paleoenvironmental studies. Rare sedimentological and stratigraphic studies applying stable isotopes of carbon and oxygen in Permian carbonate rocks from the Paraná Basin are available in the literature. The absence of a sedimentary model grounded on an appropriate geochemical and isotopic data is a complicating factor in order to elucidate questions such as: i) possible marine influence on the deposition of the Teresina Formation; ii) degree of confinement of the Permian inland sea of the Paraná Basin, and, iii) refinement of the depositional model and definition of the prevailing paleoenvironmental conditions during the sedimentation of the Teresina Formation. In total, two columnar sections comprising eight carbonate facies and three siliciclastic facies were described for the Teresina Formation in the regions of Itaipava – SP and Joaquim Távora – PR. The analysis and association of carbonate facies and microfacies allowed characterizing the succession as deposited on a mixed carbonate platform, comprising the foreshore, shoreface and offshore transition facies association. In this context, terrigenous facies would be indicative of punctual input of siliciclastic material, possibly due to climatic causes. The  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  values vary between -3,56 and +3,15 ‰ (PDB), while the  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  values vary between -5,17 and +7,87 ‰ (PDB). There is no clear relationship between the variation of positive and negative values and the different sedimentary facies. By analyzing the isotopic signals of C and O in the studied section, it is possible to infer that during the analyzed space and time interval, the basin presented high rates of organic matter burial (C isotopic signal predominantly positive). Regarding the O isotopic signal, with a predominance of positive values, there are indications that the environment was restricted (or partially restricted), with a relatively high evaporation rates. The hypothesis that the Teresina Formation represents a shallow carbonate platform, deposited in a partially saline environment and with a high evaporation rate is reinforced by several sedimentary and geochemical aspects, highlighting: i) presence of quartzine and the mineral glauconite; ii) presence of microbialite breccia and mud cracks; and iii) presence of anomalously small fossils associated with low ichnological abundance/diversity.

**Key words:** Sedimentology, Elementary and Isotopic Geochemistry, Mixed Carbonate Platforms, Permian.

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>13</b>
<b>2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA.....</b>	<b>14</b>
<b>3. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO.....</b>	<b>15</b>
3.1. <i>Aspectos Geológicos da Formação Teresina.....</i>	<i>15</i>
3.2. <i>Conteúdo fossilífero da Formação Teresina.....</i>	<i>18</i>
3.3. <i>Fundamentação teórica - isótopos estáveis de carbono e oxigênio.....</i>	<i>21</i>
3.4. <i>Excursões isotópicas de C e O durante o Permiano.....</i>	<i>25</i>
3.5. <i>O registro isotópico das sucessões permianas da Bacia do Paraná.....</i>	<i>27</i>
<b>4. MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>30</b>
4.1. <i>Trabalho de campo.....</i>	<i>30</i>
4.2. <i>Análise de fácies e microfácies sedimentares.....</i>	<i>32</i>
4.3. <i>Análise de Fluorescência de Raio-X (FRX).....</i>	<i>34</i>
4.4. <i>Análise isotópica de C e O.....</i>	<i>34</i>
<b>5. RESULTADOS.....</b>	<b>36</b>
5.1 <i>Análise de fácies sedimentares.....</i>	<i>36</i>
5.2 <i>Análise de microfácies sedimentares.....</i>	<i>49</i>
5.3 <i>Geoquímica de elementos maiores e traço e análise do sinal isotópico de C e O.....</i>	<i>56</i>
<b>6. DISCUSSÕES.....</b>	<b>60</b>
6.1 <i>Aspectos diagenéticos.....</i>	<i>60</i>

6.2	<i>Avaliação do sinal isotópico de C e O.....</i>	62
6.3	<i>Reconstituição do paleambiente deposicional.....</i>	67
7.	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>70</b>
8.	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>72</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>Fig. 1:</b> Idades e divisão cronoestratigráfica das unidades permianas da Bacia do Paraná. Retirado de NG et al. (2019).....	17
<b>Fig. 2:</b> Valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ na natureza (em PDB). Retirado de Rodrigues & Fauth (2013)..	23
<b>Fig. 3:</b> Fracionamento de $\delta^{18}\text{O}$ em período não glacial. Retirado de Rodrigues & Fauth (2013).....	24
<b>Fig. 4:</b> Tendências geoquímicas durante o período Permiano. O primeiro segmento da curva para $\delta^{13}\text{C}$ foi descrito por Buggisch et al. (2011) para o Carbonífero Superior com base na encosta Naqing para a sucessão de carbonato basinal no sul da China; o segundo é de Shen et al. (2010) baseado em seções no sul da China, do final do Capitaniano ao início do Triássico. A curva para os isótopos de oxigênio (escala invertida), é baseada nos estudos de Korte et al. (2008). As mudanças em grande escala, tais como as excursões negativas para o $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos, são geralmente atribuídas a água do mar mais fria ou episódios glaciais. Modificado de Henderson et al., (2012).....	27
<b>Fig. 5:</b> Mapa de localização das seções colunares levantadas.....	31
<b>Fig. 6:</b> A - Visão geral da pedreira da mineração Gobbo, na qual foi adquirida a seção colunar 1, Taguaí – SP. Parte superior do afloramento na estrada entre Joaquim Távora e Santo Antônio da Platina – PR, na qual foi adquirida a seção colunar 2.....	32
<b>Fig. 7:</b> Seções polidas das amostras de mão, coletadas na pedreira Gobbo em Taguaí – SP. A – siltito com coquina na porção superior; B – microbialito ( fácies M); C – amostra de <i>grainstone</i> com bivalves ( <i>rudstone</i> no topo) muito silicificado.....	36
<b>Fig. 8:</b> Seções colunares da Formação Teresina adquiridas na Pedreira Gobbo, SP, e na estrada entre Santo Antônio da Platina e Joaquim Távora, PR.....	37
<b>Fig. 9:</b> <i>Grainstone</i> com laminação plano paralela e concreções carbonáticas; localização: pedreira Gobbo.....	38
<b>Fig. 10:</b> A - <i>Grainstone</i> com Laminação cruzada simétrica (pedreira Gobbo); B e C - Laminação tipo <i>Swaley</i> na fácies Gl (B: estrada para Joaquim Távora e C: pedreira Gobbo); D - Marca ondulada (pedreira Gobbo).....	39

<b>Fig. 11:</b> A - Ocorrência de bivalves em grainstone maciço, concentrados em um nível; B - Banco de oóides com algumas porções silicificadas; C - Fóssil vegetal de Pteridófito ( <i>Pecopteris taguaiensis</i> ), encontrado na porção superior da camada representada em A, no siltito. Todas as fotos são da seção adquirida na pedreira Gobbo.....	40
<b>Fig. 12:</b> <i>Floatstone</i> com oncóides apresentando restos bivalves articulados fechados. Pedreira Gobbo.....	41
<b>Fig. 13:</b> Camadas de microbialitos; A - pedreira Gobbo, B e C - estrada para Joaquim Távora.....	42
<b>Fig. 14:</b> Bivalves em <i>rudstone</i> oolítico, identificados com setas. Localização: A - pedreira Gobbo e B - estrada para Joaquim Távora.....	43
<b>Fig. 15:</b> A – Visão geral das brechas com arranjo em <i>fitting</i> . B – Detalhe de um conduto, com material fino avermelhado e poucos clastos. C – Detalhe de um dos condutos contendo clastos angulosos. Todas as fotos foram tiradas na pedreira Gobbo.....	44
<b>Fig. 16:</b> Diques clásticos seccionando a camada brechada. Pedreira Gobbo.....	45
<b>Fig. 17:</b> Rochas heterolíticas da Formação Teresina. A - acamamento <i>Flaser</i> , B - acamamento <i>Wavy</i> (com presença de estratificações tipo <i>Swaley</i> ), C – acamamento <i>Linsen</i> (com laminações tipo <i>Swaley</i> ). Pedreira Gobbo.....	46
<b>Fig. 18:</b> A - <i>MISS</i> presente em acamamento apresentando marcas onduladas; B - nível bioturbado por <i>Teichichnus isp</i> ; C – Detalhe de <i>Teichichnus isp</i> . Pedreira Gobbo.....	47
<b>Fig. 19:</b> Fóssil vegetal lenhoso. Pedreira Gobbo.....	48
<b>Fig. 20:</b> Fotografias das microfácies descritas. A e B (lâmina JT-1A) – arenito maciço micritizado com presença de oncóides; C (lâmina TA-1E) – <i>grainstone</i> oolítico, com matriz micritizada; D e E (lâmina TA-1E) – <i>grainstone</i> oolítico com porções silicificadas; F (lâmina TA-1F) – <i>mudstone</i> sendo brechado por material mais grosso.....	50
<b>Fig. 21:</b> Fotografias das microfácies descritas. A, B e C (lâmina TA-1Fa) – <i>rudstone</i> oncolítico maciço, ênfase para as feições de silicificação e da presença de quartzina (melhor registrada em B). D, E e F (lâmina TA-1Fb) – <i>grainstone</i> oolítico com bioclastos, notar a intensa cimentação e silicificação contornando os grãos e os bioclastos.....	52



<b>Fig. 22:</b> Fotografias das microfácies descritas. A (lâmina TA-1H) – acamamento tipo <i>flaser</i> em rochas heterolíticas; B a F (lâmina TA-1G) – <i>rudstone</i> oolítico com intraclastos, notar que o material siliciclástico fino entrou no material oolítico micritizado; existência de <i>vugs</i> , vistos na porção inferior esquerda de D.....	54
<b>Fig. 23:</b> Seção colunar 1 (Taguaí SP) com posicionamento estratigráfico das amostras e curvas de variação das razões isotópicas e das razões elementares.....	58
<b>Fig. 24:</b> Gráfico $\delta^{13}\text{C}$ por $\delta^{18}\text{O}$ e grau de covariância ( $R^2$ ).....	59
<b>Fig. 25:</b> História diagenética das rochas da Formação Teresina nas localidades estudadas.....	62
<b>Fig. 26:</b> Gráficos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs. Mn/Sr, Mg/Ca e Fe/Sr para as amostras analisadas.....	64
<b>Fig. 27:</b> Gráfico $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ vs. Mg/Ca removendo a amostra TA-1M.....	65
<b>Fig. 28:</b> Variação das curvas de isótopos de C e O da Formação Teresina na seção colunar adquirida na pedreira da mineração Gobbo em Taguaí – SP.....	66
<b>Fig. 29:</b> Modelo representativo do ambiente deposicional da Formação Teresina, Bacia do Paraná, nas localidades de Taguaí - SP e Joaquim Távora – PR. Esquema sem escala.....	69

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1:</b> Exemplos de fósseis e de estudos paleontológicos na Formação Teresina.....	20
<b>Tabela 2:</b> Dados isotópicos pré-existentes de todas unidades permianas da Bacia do Paraná.....	29
<b>Tabela 3:</b> Principais fácies e microfácies sedimentares descritas para a Formação Teresina nas áreas de estudo.....	55
<b>Tabela 4:</b> Concentrações elementares e razões geoquímicas das amostras coletadas da Formação Teresina.....	56
<b>Tabela 5:</b> Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para a seção colunar 1.....	57

## 1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica que compreende uma área de aproximadamente 1.600.000 km<sup>2</sup>, e abrange os estados de Santa Catarina, São Paulo, Paraná, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, Goiás, Minas Gerais e Rio Grande do Sul, no Brasil; norte e noroeste do Uruguai, Argentina e Paraguai. A sucessão de rochas correspondente ao Neopermiano da Bacia do Paraná se encontra inserida na Supersequência Gondwana I (MILANI et al., 2007), sendo o Grupo Passa Dois sua unidade de topo, correspondente à última fase marinha da Bacia do Paraná (LAVINA, 1991; ROHN, 1994; WARREN et al., 2008). O Grupo Passa Dois é subdividido, nas porções central e sul da bacia, nas formações (da base para o topo): Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, ao centro e ao sul da Bacia do Paraná; no estado de São Paulo, Mato Grosso e Goiás (a norte do lineamento Rio Tietê), esta unidade é unicamente composta pelas formações Irati e Corumbataí, esta última equivalente lateral das formações Serra Alta e Teresina (ROHN, 1994; WARREN et al., 2015).

A Formação Teresina, foco deste trabalho, é caracterizada pela alternância entre argilitos e folhelhos com siltitos e arenitos muito finos cinza claros (SCHNEIDER et al., 1974). Os carbonatos da Formação Teresina ocorrem geralmente nas porções média e superior da unidade, principalmente em exposições bastante localizadas na borda leste da Bacia do Paraná nos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina (MILANI et al., 2007). Dentre os litotipos carbonáticos, destacam-se calcários oolíticos, camadas hetrolíticas, *mudstones*, coquinhas, com estruturas tipo laminação cruzada, gretas de contração e diques clásticos (NG et al., 2019). O conteúdo fossilífero da Formação Teresina é predominantemente constituído por organismos endêmicos como bivalves, que possuem afinidade tanto com ambientes de água doce, quanto de água salgada (GHILARDI & SIMÕES, 2002), com ocorrência subordinada de estromatólitos (ROHN, 1994; NG, 2010).

São bastante raros os estudos de isótopos estáveis de carbono e oxigênio em rochas carbonáticas permianas realizados na Bacia do Paraná e estes se concentram predominantemente em rochas da Formação Irati (FAURE et al., 1999; SANTOS et al., 2009; WARREN et al., 2017; MARTINS, 2018). A análise da bibliografia disponível revelou que inexistem dados desta natureza para a seção permiana de topo do Grupo Passa Dois na Bacia do Paraná, o que dificulta

sobremaneira falsear as hipóteses paleoambientais vigentes. Deste modo, a ausência de modelo sedimentar atrelado a um arcabouço geoquímico e isotópico adequado é um fator complicador na resolução de importantes questões, tais como: i) possível influência marinha na deposição das formações Corumbataí e Teresina; ii) grau de confinamento do mar interior Permiano, e finalmente iii) quais as reais condições deposicionais vigentes durante a sedimentação das unidades do Grupo Passa Dois, com ênfase para a Formação Teresina.

Considerando o conhecido potencial dos carbonatos para estudos paleoambientais através da análise sedimentar, estratigráfica e isotópica, a Formação Teresina torna-se naturalmente um objeto investigativo bastante promissor. Neste sentido, propõe-se neste trabalho a análise sedimentológica e quimioestratigráfica (através dos isótopos estáveis de C e O), a fim de realizar inferências paleoambientais que irão auxiliar na interpretação de dados inéditos e de suma importância para o entendimento das dinâmicas ambientais e deposicionais que prevaleceram no último mar interior do Gondwana Ocidental.

## **2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA**

O presente projeto de trabalho de conclusão de curso tem por objetivo principal definir o arcabouço sedimentar, estratigráfico e isotópico (C e O), da Formação Teresina em duas diferentes localidades (Taguaí – SP e Joaquim Távora – PR). Como objetivos secundários foram estabelecidos:

- Descrição e interpretação das fácies e microfácies sedimentares da Formação Teresina através da medição de seções colunares de semi-detalhe (1:50);
- Composição de curva de variação de isótopos estáveis de C e O;
- Análise de dados de isótopos de carbono e oxigênio a fim de determinar a origem e qualidade do sinal obtido e compor um quadro quimioestratigráfico adequado;
- Composição do quadro paleoambiental e deposicional para a Formação Teresina no contexto da sedimentação permiana da Bacia do Paraná.

### **3. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO**

#### **3.1. Aspectos Geológicos da Formação Teresina**

Os primeiros estudos da Formação Teresina foram realizados por White em seu levantamento da “Coluna White” (1908), que apresentou o termo “Shistos Estrada Nova” para denominar folhelhos com lentes de areia e calcário que margeavam o Rio Passa Dois, em Santa Catarina. A denominada “Coluna White” foi a primeira coluna estratigráfica formalmente descrita da Bacia do Paraná (WHITE, 1908), e sistematiza cerca de 580 m de afloramentos distribuídos ao longo da estrada da Serra do Rio do Rastro em Santa Catarina. Moraes Rego (1930) introduziu o termo “Teresina” a fim de descrever os sedimentos encontrados na margem direita do rio Ivaí, em Teresa Cristina, Paraná, também originalmente descritos por White (1908). Posteriormente Gordon Jr. (1947) propôs a designação “Formação Estrada Nova” englobando os membros Serra Alta (inferior) e Teresina (superior). Schneider et al. (1974), elevou o Membro Teresina à categoria de Formação e subdividiu o Grupo Passa Dois (da base para o topo) nas formações: Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto ao centro e ao sul da Bacia do Paraná. No Estado de São Paulo, Mato Grosso e Goiás (a norte do lineamento Rio Tietê), este grupo foi subdividido nas formações Irati e Corumbataí, esta última equivalente lateral das formações Serra Alta e Teresina (ROHN, 1994; WARREN et al., 2015).

A Formação Teresina representa a porção superior do Grupo Passa Dois (fig. 1) e na porção centro-sul de São Paulo, ocorre acima da formação Serra Alta, em contato concordante (SCHNEIDER et al., 1974; HOLZ et al. 2010) e transicional (MEGLHIORATTI, 2006) e abaixo da Formação Pirambóia, em contato abrupto e erosivo (GIANINNI et al., 2004). Nos estados do Paraná e Santa Catarina, o contato entre a Formação Teresina e o Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto é considerado gradacional e marcado pelo aumento progressivo de camadas arenosas para a base da Formação Rio do Rasto (WARREN et al., 2008).

Do ponto de vista litológico e composicional, a Formação Teresina é caracterizada pela alternância entre argilitos e folhelhos com siltitos e arenitos muito finos cinza claros (SCHNEIDER et al., 1974), sendo que a base apresenta folhelhos cinza escuro e no topo ocorrem calcários oolíticos e camadas de coquina (ROHN, 1994). Sua espessura é de aproximadamente 280-330 m na borda Leste da Bacia do Paraná (HOLZ et al., 2010). Entre as estruturas típicas

desta unidade, estão laminações cruzadas e laminações plano paralelas em arenitos finos, gretas de ressecamento em siltitos, diques clásticos e estratificação cruzada “*hummocky*” (ROHN, 1994). Além de camadas carbonáticas, esta unidade também apresenta camadas de sílex, ocorrendo em abundância na região de Anhembi – SP, em associação a cones e domos silicosos interpretados como fontes hidrotermais subaéreas (YAMAMOTO et al., 2005; VAREJÃO et al., 2022). Como anteriormente frisado, os carbonatos da Formação Teresina ocorrem geralmente como intercalações de camadas decimétricas e nas porções média e superior da unidade, (MILANI et al., 2007).

Historicamente, o ambiente deposicional da Formação Teresina foi caracterizado como marinho raso, associado a planícies de maré (SCHNEIDER et al., 1974; SUGUIO et al., 1974; GIANINNI et al., 2004). No entanto, outras interpretações argumentaram que o registro fossilífero da Formação Teresina não seria compatível com uma ligação marinha franca ao Oceano Pantalassa à sul, invalidando a hipótese da atuação de marés (SIMÕES et al., 1998; ROHN, 2001). Lavina (1991) concorda com esta interpretação e destaca que as estruturas sedimentares presentes na sucessões do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul foram formadas por onda e não por maré. Neste sentido, é interessante o trabalho de Ghilardi e Simões (2002) em que se sugere que os bivalves das formações Teresina e Corumbataí provavelmente tiveram ancestrais marinhos, mas evoluíram em condições paleogeográficas isoladas (em um corpo d’água epicontinental salobro ou com variação de salinidade). Mais recentemente Holz et al. (2010) sugeriram que a Formação Teresina foi depositada em condições de planície costeira e costa-afora influenciada por tempestades.

De acordo com Duque (2012), as fácies carbonáticas e sílexitos desta unidade, representariam deposição em rampa carbonática de águas rasas associada a uma planície evaporítica desenvolvida ao norte do flanco norte do Arco de Ponta Grossa. Do ponto de vista paleoclimático, interpreta-se que as intercalações de camadas carbonáticas poderiam representar fases mais secas, com água salgada e menos turva que assim possibilitava a precipitação dos carbonatos (ROHN, 1994; 2001; 2007). Por outro lado, camadas de argilitos, siltitos e arenitos subordinados indicariam climas mais úmidos com maior entrada de sedimento terrígeno na bacia. Microfósseis marinhos, foraminíferos aglutinantes e espículas de esponja com glauconita

autigênica indicam que, ao menos parte da deposição dos carbonatos, está relacionada a pontuais ingressões marinhas episódicas em condições de clima árido (NG et al., 2019).

A Formação Teresina é usualmente interpretada como de idade eopermiana. Rohn & Lavina (1993) argumentam que o Grupo Passa Dois está posicionado entre o Artinskiano e o Wuchiapingiano. A Formação Teresina foi posicionada cronoestratigraficamente entre o Wordiano e o Capitaniano (LUCAS & SHEN, 2017).

Dados isotópicos preliminares de calcários oolíticos (SUGUIO et al., 1974) apresentam composições isotópicas de oxigênio enriquecidas no isótopo pesado  $^{18}\text{O}$ , o que pode ser preliminarmente interpretado como deposição em ambiente salino de clima árido.

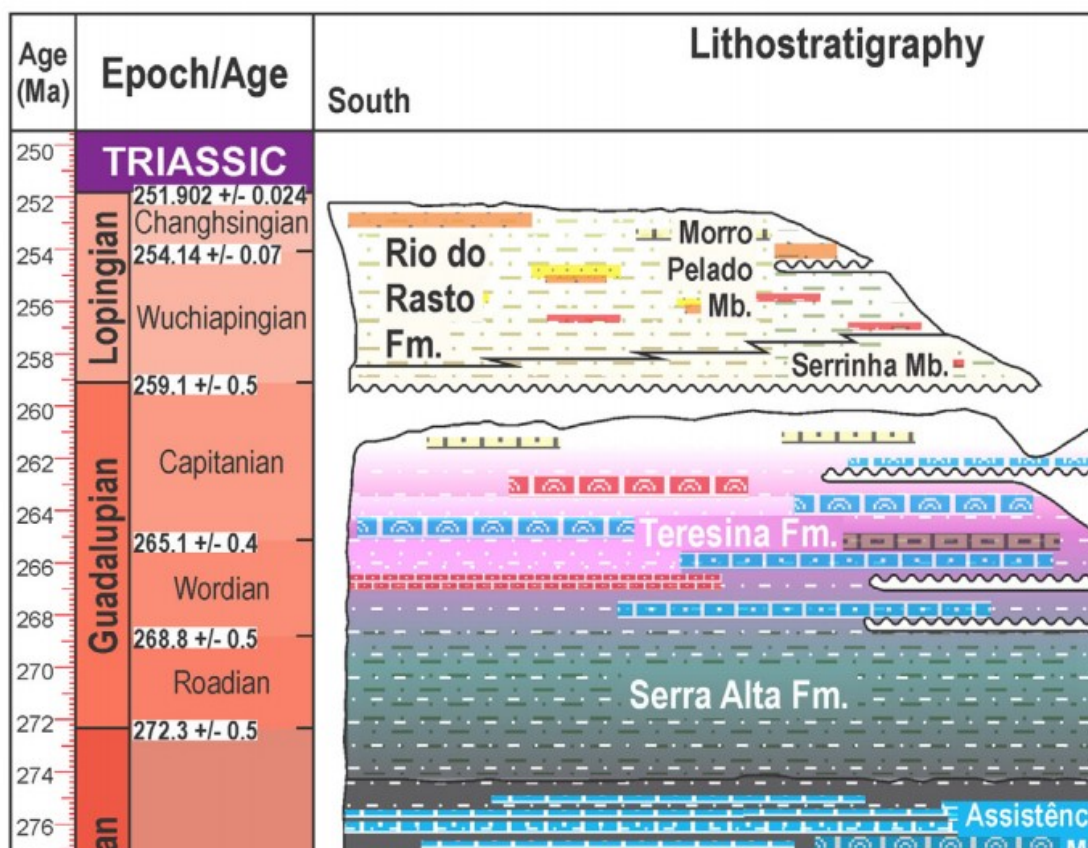


Fig. 1: Idades e divisão cronoestratigráfica das unidades permianas da Bacia do Paraná. Retirado de NG et al. (2019).

### 3.2. Conteúdo fossilífero da Formação Teresina

A Formação Teresina é considerada uma unidade notadamente fossilífera, com assembleias de bivalves, ostracodes, escamas de peixes, restos e impressões vegetais, além de estromatólitos, palinomorfos e icnofósseis (SCHNEIDER et al., 1974). A Tabela 1 sintetiza as principais ocorrências fossilíferas da Formação Teresina, bem como as localidades nas quais foram descritas e sua importância paleoambiental.

O conteúdo fossilífero da Formação Teresina é predominantemente constituído por organismos endêmicos, que possuem afinidade tanto com ambientes de água doce quanto de água salgada (GHILARDI & SIMÕES, 2002). Entre os fósseis de invertebrados de ocorrência mais comum destacam-se: bivalves e ostracodes (BERGUE et al., 2020; ROHN, 1994), restos de peixes, espículas de esponjas, esporos (HOLZ et al., 2010), *pellets* fecais (IZUMI et al., 2015), fósseis permineralizados de plantas carófitas, licófitas, monilófitas e lenhos de coníferas (FARIA et al., 2010). De acordo com Rohn (2001), a maioria dos bivalves está preservada em bioesparitos, biomicritos e coquinas, e compõem as biozonas *Pinzonella illusa* e *Pinzonella neotropica* (ROHN, 2007). Tais depósitos de coquinas apresentam organização interna complexa e por isso são interpretados como depositados por múltiplos eventos (ROHN, 2007).

Os bivalves da Formação Teresina ocorrem comumente como restos recristalizados ou silicificados, com valvas desarticuladas ou fragmentadas. Segundo Ghilardi & Simões (2002), estes bivalves são interpretados como endêmicos e não são considerados tipicamente de água doce. As espécies mais frequentemente encontradas são: *Pinzonella neotropica*, *Pinzonella illusa* e *Ferrazia cardinalis*.

Os ostracodes no Estado de São Paulo foram detalhadamente estudados por Bergue et al. (2020), que relataram espécies de ambiente marinho marginal a salobro como *Velatomorpha*, *Gutschickia*, *Carbonita* e *Darwinuloidea*. São ainda relatadas ocorrências de ostracodes em Prudentópolis (PR), fragmentos de bivalves e escamas de peixes (NEVES, 2010). No Rio Grande do Sul, a Formação Teresina, apresenta expressivo conteúdo fossilífero, constituído por dentes de tubarões paleozoicos, escamas e espinhos de nadadeiras de peixes variados tais como *Xenacanthus santosi* (WURDIG-MACIEL, 1975) e *Wurdigneria obliterata* gen et sp. nov. (chondrichthyes) (RICHTER, 2005).



Os megafósseis vegetais mais comuns são atribuídos à biozona *Lycopodiopsis derbyi*, e são encontrados mais frequentemente na região sudeste e sul do Brasil (ROHN & ROSLER, 2000; MENDEZ, 2011). Ocorrem caules de licófitas e folhas como *Pecopteris*, que também foram descritas na correlata Formação Corumbataí (TAVARES & ROHN, 2009), folhas de *Glossopteris*, raros ramos de coníferas (FANTON et al. 2006) e caules petrificados de gimnospermas (TAVARES et al. 2011). Ademais, foram registrados também moldes de oogônios de carófitas (*Leonardosia langei*) comumente associadas à água doce ou pouco salobra (MARANHÃO, 1995). Estas tafofloras sugerem ambiente mais árido na Bacia do Paraná em comparação com unidades equivalentes em outras bacias, tais como a do Huab e do Karoo.

No Rio Grande do Sul, a Formação Teresina também apresenta diversos tipos de icnofósseis, sendo os mais comuns *Bergaueria isp.*, *Cruziana problematica*, *Phymatoderma burkei* preenchidos ou não por *pellets* fecais (IZUMI et al. 2015), entre outros (LIMA & NETTO, 2012).

Na Formação Teresina, ocorrem registros de estromatólitos e microbialitos diversos (ROHN & FAIRCHILD, 1986; NG, 2010; NG et al., 2019), em ocorrências pontuais nos estados de São Paulo (municípios de Taguaí, Fartura e Angatuba, SALLUN-FILHO et al., 2012) e Paraná (municípios de Joaquim Távora e Prudentópolis). São comumente descritos estromatólitos colunares, esféricos (NEVES, 2010), dômicos, além de trombolíticos (NG et al., 2019), associados ou não a coquinas interpretadas como depositadas por tempestade em ambiente marinho costeiro (CALLEFO et al., 2015). Na região de Porangaba (SP), Badaró (2013) e Badaró (2021) descreveu estromatólitos caracterizados por uma camada de oncóides com uma pequena bioherma acima, com formas colunares, onde também foram encontrados condutos e domos associados (VAREJÃO et al., 2022). De modo geral, pode-se dizer que os estromatólitos da Formação Teresina se desenvolveram em ambientes de águas límpidas, rasas, quentes, com boa iluminação e hipersalinas, como evidenciado pela ocorrência de minerais evaporíticos (NG, 2010; NG et al. 2019).

Ainda é digno de nota a ocorrência de cones silicosos na Formação Teresina no município de Anhembi (SP). Estes são interpretados como acumulações geradas a partir de hidrotermalismo em condições de águas rasas (YAMAMOTO et al., 2005). Nas camadas subjacentes aos cones silicosos, foram descritas conchas de bivalves, oncóides, valvas de

ostracodes e fragmentos de dentes de peixes (ROBERTO, 2014). Com respeito ao conteúdo paleopalínológico, Neregato (2008) descreveu em furos de sondagem, palinómorfs pertencentes à biozona *Lueckisporites virkkiae*, com predominância de esporos atribuídos à filicófitas de idade permiana terminal.

**Tabela 1:** Exemplos de fósseis e de estudos paleontológicos na Formação Teresina.

Conteúdo fóssilífero da Formação Teresina				
Fósseis	Espécies/Biozona	Localização	Características do ambiente deposicional	Referências
Bivalves	<i>Pinzonella neotropica</i> , <i>Pinzonella illusa</i> e <i>Ferrazia cardinalis</i>	Afloramentos em cortes de estrada e pedreiras no Paraná e em Santa Catarina	Formação Corumbataí é equivalente lateral da Formação Teresina	Rohn, 1994
Fragmentos de bivalves, escamas de peixes e Ostracodes	<i>Pinzonella illusa</i>	Duas pedreiras em Prudentópolis - PR	Mares com baixo gradiente do mergulho deposicional, a subsidência muito lenta e o pequeno espaço de acomodação de sedimentos e frequentes retrabalhamentos dos sedimentos por processos relacionados a tempestades	Neves, 2010
Ostracodes	<i>Velatomorpha</i> , <i>Gutschickia</i> , <i>Carbonita</i> e <i>Darwinuloidea</i>	Angatuba, Fartura, Porangaba, Taguai	Ambiente marinho marginal com eventuais influxos de águas não marinhas	Bergue <i>et al.</i> 2020
Icnofósseis	<i>Bergaueria</i> isp., <i>Cruziana problemática</i> , <i>Phymatoderma burkei</i>	Dom Pedrito - RS	Características gerais da icnofauna sugerem uma fauna marinha bentônica estressada por flutuações de salinidade	Lima e Netto, 2012
	<i>Phymatoderma burkei</i> preenchidas por <i>pellets</i> fecais		Crescimento microbiano em cima dos pellets indicam que algumas bactérias se alimentavam destas matérias orgânicas; também teriam auxiliado na preservação destas estruturas que são comumente encontradas em regiões rasas e dominadas por ondas	Izumi <i>et al.</i> 2015
Dentes, escamas e espinhos de nadadeiras de tubarões	<i>Xenacanthus santosi</i>		Devido à abundância desses fragmentos em depósitos hummocky, pode-se dizer que o ambiente era frequentemente afetado por tempestades	Würdig-Maciel, 1975
Dentes tricuspidados de tubarões	<i>Wurdigneria obliterata</i> gen et sp. nov.	São Gabriel – RS	Esta nova espécie poderia se alimentar de peixes pequenos	Richter, 2005
Folhas	<i>Pecopteris</i>	Piracicaba- SP (Fm Corumbataí)	Diversas características destas folhas permitem inferir que certas estruturas foram desenvolvidas para evitar a perda de água em condições secas e com grande exposição à luz solar	Tavares & Rohn, 2009
Ramos de coníferas	<i>Krauselcladus</i>	Canoinhas - SC	Afirma-se que as folhas sofreram uma adaptação devido à condições de deficiência hídrica e clima árido	Rohn, 1994; Fanton <i>et al.</i> 2006
Ogônios de carófitas	<i>Leonardosia langei</i>	Furos de sondagem	São comumente associadas a água doce ou pouco salobra e calmas	Maranhão, 1995; Meghloratti, 2006
Palinómorfs	<i>Lueckisporites virkkiae</i>	Furos de sondagem em Congonhinhas - PR	Ambiente dominado por ondas, com eventuais exposições subaéreas	Neregato, 2008
Estromatólitos	-	Sul de São Paulo e Paraná	Maior abundância de microbialitos próximo ao limite Permiano-Triássico pode ou não estar relacionado ao evento de extinção	Ng, 2010, Callefo, 2015 e Ng <i>et al.</i> 2019
Estromatólitos associados com coquinas	-	Angatuba - SP	Pode indicar possíveis tempestades e formação próxima ao litoral	Sallun <i>et al.</i> 2012
Oncoides com crescimento de microbialitos	<i>Estromatoncólito</i>	Porangaba - SP	Pode-se dizer que os ambientes provavelmente apresentavam águas límpidas, rasas, quentes, com boa iluminação, hipersalinas e com tempestades ocasionais	Badaró, 2013
Fósseis próximos a cones silicosos	<i>Jacquesia</i> sp	Anhemi - SP	Camadas inferiores aos cones silicosos: foi observado conchas de bivalves, oncoides, valvas de ostracodes e fragmentos de dentes de peixes; camadas lateralmente equivalentes: foi descrito apenas valvas de ostracodes e oncoides.	Roberto, 2014

### 3.3. Fundamentação teórica - isótopos estáveis de carbono e oxigênio

Isótopos são átomos que contém o mesmo número de prótons, mas diferentes números de massa. Isótopos estáveis são aqueles que não são fruto de decaimento radioativo e não decaem. Por esse motivo, a maioria dos elementos apresenta mais de um isótopo, como por exemplo o  $^{18}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  e  $^{16}\text{O}$  e o  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  e o  $^{14}\text{C}$  (radiogênico), sendo que o de menor massa atômica costuma ter maior abundância na natureza. Em estudos isotópicos de C e O, utiliza-se razões como  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  e  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  que são comparadas a um padrão conhecido, para se chegar na unidade específica  $\delta$ , reportada em per mil.

Um dos padrões mais utilizado mundialmente é o Viena – “*Pee Dee Belemnite*” (VPDB), que corresponde à razão isotópica de uma concha do cefalópode belemnite do Cretáceo, da Formação Pee Dee na Carolina do Sul, EUA. Com este parâmetro é possível realizar correlações e comparações entre os valores obtidos, considerando que valores de  $\delta$  positivos indicam que a amostra é enriquecida em isótopos pesados, e valores negativos indicam empobrecimento. As seguintes equações (1 e 2) são utilizadas para calcular os valores de  $\delta$ :

$$\delta^{18}\text{O} = \left[ \frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} (\text{amostra}) - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} (\text{padrão})}{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} (\text{padrão})} \right] \times 1000 \quad (\text{Eq. 1})$$

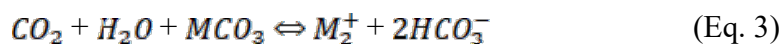
$$\delta^{13}\text{C} = \left[ \frac{{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C} (\text{amostra}) - {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C} (\text{padrão})}{{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C} (\text{padrão})} \right] \times 1000 \quad (\text{Eq. 2})$$

O fracionamento de isótopos estáveis de carbono e oxigênio corresponde ao processo de separação destes em duas fases (WHITE, 2005). Os mecanismos de fracionamento isotópico se relacionam com as mudanças paleoambientais que ocorreram no decorrer do tempo geológico. A quimioestratigrafia envolve a aplicação de dados de geoquímica orgânica e inorgânica a fim de caracterizar e correlacionar camadas (RODRIGUES, 2005). Assim, o uso de isótopos de C e O como ferramenta quimioestratigráfica, é muito importante para caracterizar paleoambientes (GOROKHOV et al., 1995).

O ciclo do carbono é constituído por uma sequência de reações de oxirredução (Fig. 2). Reservatórios de carbono na atmosfera e nos oceanos contém o elemento tanto em formas oxidadas, quanto reduzidas. Enquanto a atmosfera apresenta predomínio do composto  $\text{CO}_2$ , como

um gás, os oceanos apresentam o reservatório inorgânico composto por CO<sub>2</sub> dissolvido, íons carbonatos e bicarbonatos, que constituem o chamado Carbono Inorgânico Dissolvido – CID (HAYES et al., 1999; WALLMANN & ALOISI, 2012). Por sua vez, o reservatório orgânico é constituído pelos diversos compostos orgânicos presentes na biomassa (particulado), e na sua forma dissolvida (IPCC, 2007).

Devido ao fato de os oceanos possuírem alta capacidade de adaptação frente às variações na concentração de CO<sub>2</sub> da atmosfera, as trocas entre ambos os meios ocorrem rapidamente. A troca entre os reservatórios orgânicos (reduzidos) e inorgânicos (oxidados) ocorre pela respiração e pela fotossíntese realizada por animais e produtores primários, respectivamente. Durante a fotossíntese, o CO<sub>2</sub> da atmosfera é reduzido por organismos autótrofos (principalmente organismos fitoplanctônicos, nos oceanos), e depois de assimilado pelo processo fotossintetizante, é liberado como CO<sub>2</sub> nos processos de respiração e decomposição. Os minerais carbonáticos são precipitados a partir do CID, seja por processos bioinfluenciados, por bioindução, ou por biomineralização (Eq. 3).

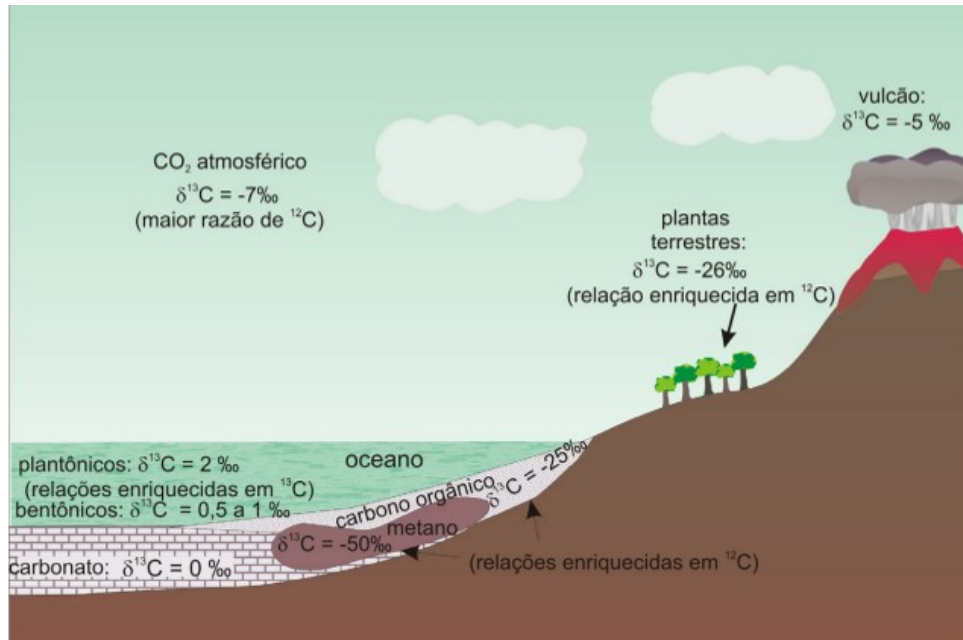


*M* = átomos de cálcio ou magnésio

A atividade fotossintética de organismos primários é o principal meio pelo qual ocorre o fracionamento isotópico do carbono, pois a matéria orgânica é enriquecida com <sup>12</sup>C durante a fotossíntese, o que aumenta relativamente a concentração de <sup>13</sup>C nas águas do oceano. Outro mecanismo é o processo de evaporação.

O soterramento da matéria orgânica consiste em um processo sedimentar/geológico que controla o balanço entre os reservatórios na superfície, representando a transferência dos reservatórios superficiais ativos na curta escala, para o reservatório geológico, ativo na longa escala. A taxa de soterramento controla as variações de δ<sup>13</sup>C no registro geológico, pois a matéria orgânica com altas concentrações de <sup>12</sup>C, está relacionada também às altas taxas de sedimentação e/ou alta produtividade primária por organismos planctônicos (CLOSE et al., 2008). Em outras palavras, excursões de δ<sup>13</sup>C positivas indicam maior taxa de soterramento da matéria orgânica, ao

passo que negativas indicam diminuição desta atividade (HAYES et al., 1999; WALLMANN & ALOISI, 2012).

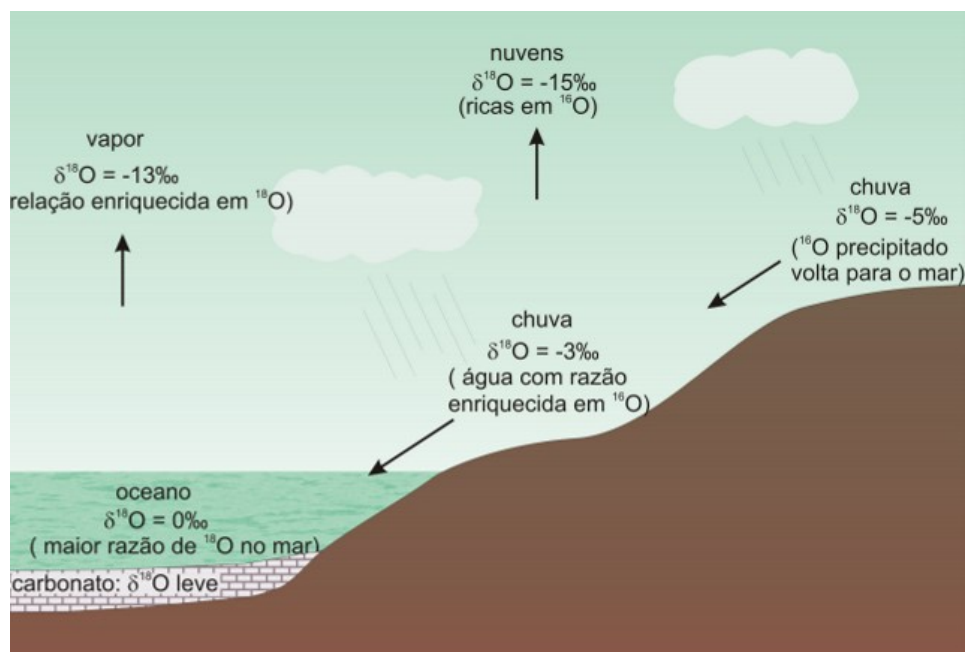


**Fig. 2:** Valores médios de  $\delta^{13}\text{C}$  na natureza (em PDB). Retirado de Rodrigues & Fauth (2013)

Em comparação aos isótopos de carbono, o oxigênio tende a se comportar de maneira mais sensível às alterações diagenéticas e intempéricas (Fig. 3). Águas marinhas costumam ter maiores quantidades de  $^{18}\text{O}$  em relação às águas meteóricas, e por este motivo, se há predomínio das segundas, os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  decrescem. Isso ocorre por conta do processo de evaporação, que faz com que o  $^{16}\text{O}$  evapore, tornando assim o oceano enriquecido em  $^{18}\text{O}$ . Variações isotópicas de O são associadas a mudanças na temperatura e na taxa de evaporação do ambiente (e por consequência, a salinidade e a profundidade dos oceanos) (BROECKER e PENG, 1983).

O mecanismo mais frequente responsável pelo fracionamento isotópico de O é a evaporação da água, que pode ser naturalmente ocasionada pelas variações na temperatura, salinidade e restrição do ambiente. Durante a evaporação, o vapor é enriquecido em  $^{16}\text{O}$ , o que também ocasiona o enriquecimento de  $^{18}\text{O}$  nas águas oceânicas. Com a posterior deposição de carbonatos, o sinal relativamente enriquecido de  $\delta^{18}\text{O}$  das águas pode ficar registrado nos minerais constituintes do depósito. As altas taxas de evaporação e baixas temperaturas também favorecem a condensação do vapor da atmosfera e o aumento na salinidade (WEFER et al. 1999).

Águas marinhas de altas temperaturas, costumam apresentar valores de  $\delta^{18}\text{O}$  menores, por conta da maior incorporação de  $^{16}\text{O}$  (RODRIGUES & FAUTH, 2013). Deste modo, carbonatos precipitados durante glaciações e deglaciações apresentam valores sensivelmente distintos, ao passo que em períodos glaciais o oceano é enriquecido em  $^{18}\text{O}$ , pois a mistura atmosférica não retorna para o oceano e fica retida nas calotas de gelo (CORFIELD, 1994), sendo a evaporação o processo fracionador que predomina. Em ambientes restritos (lagos, lagoas), maiores valores de  $\delta^{18}\text{O}$  estão associados à maior taxa de evaporação e com isso há remoção de  $^{16}\text{O}$  da água e aumento na salinidade (HOEFS, 2009). O aumento da salinidade também tende a aumentar o valor da razão  $\delta^{18}\text{O}$ .



**Fig. 3:** Fracionamento de  $\delta^{18}\text{O}$  em período não glacial. Retirado de Rodrigues & Fauth (2013).

Para a interpretação dos paleoambientes e da composição química dos oceanos, são utilizados valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  aferidos em rochas carbonáticas, que apresentam maior potencial para registrar a razão original existente na água. No entanto, esses valores também podem ser resultado de alterações diagenéticas ou metamórficas pós-deposicionais por meio de neomorfismo, recristalização, alterações térmicas, maturação e decomposição anaeróbica da matéria orgânica na diagênese (KAUFMAN & KNOLL, 1995).



Knauth & Kennedy (2009) utilizaram diagramas relacionando as razões de  $\delta^{13}\text{C}$  X  $\delta^{18}\text{O}$  no intuito de testar os valores primários de isótopos em amostras de carbonatos. Como estes valores alteram de modo diferenciado, a covariância entre os isótopos de C e O tende a indicar alteração dos valores originais. A definição das amostras não alteradas também pode ser realizada por meio da análise de elementos maiores e traços, determinando as razões entre Mn/Sr e Fe/Sr (DERRY et al., 1992; KAUFMAN & KNOLL, 1995). Esse procedimento se baseia no fato de que o Sr e o Na costumam ser elementos bastante móveis em carbonatos marinhos na presença de fluidos meteóricos ou diagenéticos/hidrotermais, ao passo que o Fe e o Mn tendem a ser incorporados (BRAND & VEIZER, 1981). Deste modo, as razões de Mn/Sr e Fe/Sr inferiores a 2 e 50, respectivamente, seriam indicativos de amostras não alteradas (DERRY et al., 1992; KAUFMAN & KNOLL, 1995).

#### **3.4. Excursões isotópicas de C e O durante o Permiano**

O Período Permiano, inicialmente definido nos Urais, Federação Russa (Murchison, 1841), foi posteriormente subdividido em três épocas: i) Cisuraliano (Permiano Inferior, 298,9 Ma – 272,3 Ma), subdividido em: Asseliano, Sakmariano, Artinskiano, Kunguriano; ii) Guadalupiano (Permiano Médio, 272,3 Ma – 259,8 Ma), e suas idades, da mais antiga para a mais nova: Roadiano, Wordiano, Capitaniano; e iii) Lopingiano (Permiano Superior, 259,8 Ma – 252,17 Ma), subdividido em: Wuchiapingiano e Changhsingiano (RUZHENCEV, 1936).

De um modo geral, a curva isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$  para o Permiano tem tendência negativa (Fig. 4), com valores progressivamente menores conforme se aproxima do final do período (à exemplo como ocorre no Sakmariano, Roadiano e início do Changhsingiano). As excursões negativas mais pronunciadas ocorrem no Kunguriano, Wuchiapingiano inferior, e principalmente no limite Permiano-Triássico em que os valores de isótopos de C chegam a quase zero. Esta última excursão com valores mais inferiores do Permiano possivelmente se relaciona com o evento de extinção global que marca o final do período, o qual provocou uma queda na produtividade primária e no soterramento de carbono orgânico.

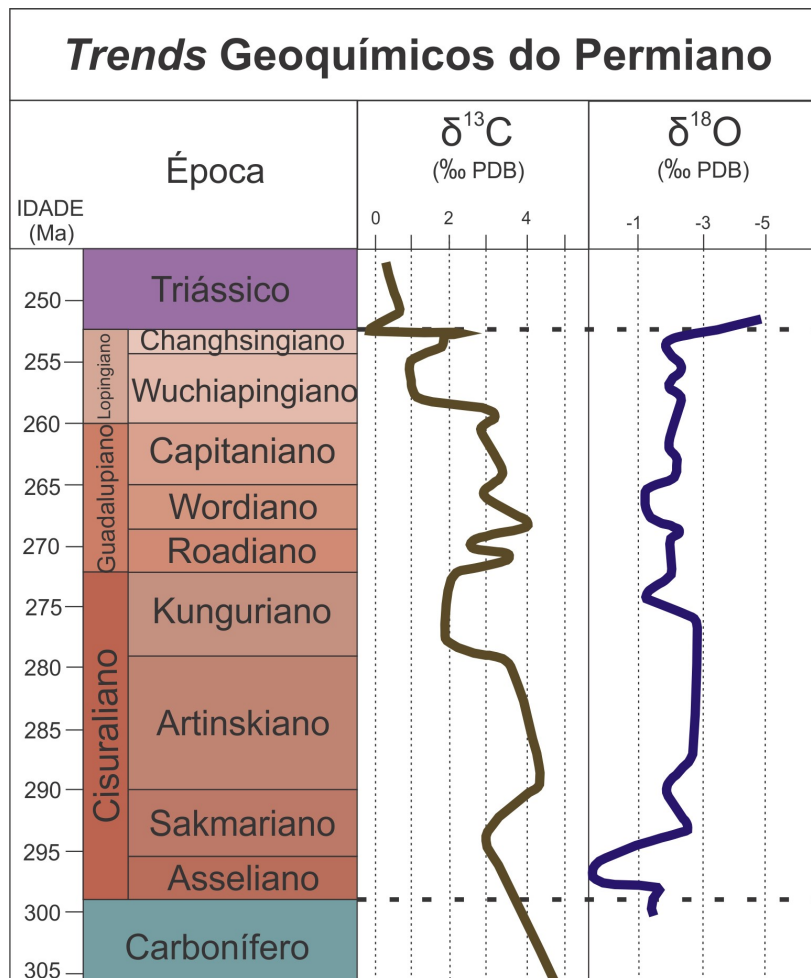
No período Kunguriano, a curva isotópica de C mostra uma tendência de platô, com valores permanecendo ao redor de 2‰ (HENDERSON et al., 2012). Este platô é identificado na

Formação Irati, que também mostrou uma tendência dos valores próximos ou iguais a 2 (GIOVANI et al., 1974).

O Asseliano é marcado por um aumento nos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  associado à eustasia glacial, que sugere também temperaturas mais frias. No Sakmariano, as excursões de  $\delta^{18}\text{O}$  ficam próximas de -2‰ e -3‰, indicando clima mais quente pós-glaciação carbonífera. No Artinskiano e Kunguriano Inferior ocorre um claro platô para a curva de  $\delta^{18}\text{O}$  correlacionado ao platô aferido para  $\delta^{13}\text{C}$ , com valores próximos ou iguais a -3‰.

Entre o Permiano Superior e Triássico Inferior, há indícios de diminuição significativa na temperatura, indicado por valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de até -5‰. Essas excursões negativas de  $\delta^{18}\text{O}$  associadas à valores também menos positivos de  $^{13}\text{C}$  foram interpretadas como resultado de perturbação no ciclo do carbono devido a extinção característica desta passagem. Ao final do Permiano, a presença de carbono isotopicamente leve poderia estar associada ao aumento na precipitação de carbono autigênico (SCHOBEN et al., 2016). Esta precipitação de carbono autigênico associa-se a processos como a sulfato-redução microbiana (EMERSON & HEDGES, 2003) e a oxidação anaeróbica do metano (BOETIUS et al., 2000).





**Fig. 4:** Tendências geoquímicas durante o período Permiano. O primeiro segmento da curva para de  $\delta^{13}\text{C}$  foi descrito por Buggisch et al. (2011) para o Carbonífero Superior com base na encosta Naqing para a sucessão de carbonato basinal no sul da China; o segundo é de Shen et al. (2010) baseado em seções no sul da China, do final do Capitaniano ao início do Triássico. A curva para os isótopos de oxigênio (escala invertida), é baseada nos estudos de Korte et al. (2008). As mudanças em grande escala, tais como as excursões negativas de  $\delta^{18}\text{O}$  em carbonatos, são geralmente atribuídas a água do mar mais fria ou episódios glaciais. Modificado de Henderson et al., (2012).

### 3.5. O registro isotópico das sucessões permianas da Bacia do Paraná

Estudos de isótopos estáveis de carbono e oxigênio são bastante escassos nas unidades Permianas detentoras de rochas carbonáticas da Bacia do Paraná. A Tabela 2 representa resumidamente o levantamento de dados de isótopos de  $^{13}\text{C}$  e  $^{18}\text{O}$  do Permiano da Bacia do Paraná.

Trabalhos recentes indicam que a Formação Irati no Estado do Paraná, apresenta valores de isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  bastante negativos entre -21,8 e -20,5 ‰ (FAURE et al., 1999). Dados isotópicos para as formações Whitehill e Irati são bastante semelhantes e consistentes e sugerem que ambas as unidades foram depositadas provavelmente em condições de águas lacustres doces a salobras. Martins (2018) analisou a razão isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$ , obtendo valores de  $\delta^{13}\text{C}$  para a pedreira Partecal, entre -21 e -18‰ e para a pedreira Amaral Machado entre -21‰ e -25‰. A combinação dos resultados das análises mostrou que os valores provavelmente constituem efeitos termiais associados a decarboxilação de matéria orgânica por conta das intrusões hidrotermais que afetaram essa unidade.

Dados geoquímicos para as formações Serra Alta, Teresina e Corumbataí, unidades sobrepostas à Formação Irati, são ainda bastante escassos e resumem-se a poucos estudos e publicações científicas. Entre os primeiros estudos de isótopos estáveis da sucessão permiana da Bacia do Paraná, destaca-se o de Suguio et al. (1974), que analisou amostras da Formação Teresina coletadas no município de Itaipuaçu-SP. Os valores de elementos maiores e menores obtidos não apresentaram grandes variações nos teores, e o baixo teor de MgO aferido permite classificar a rocha analisada como pouco dolomítica. Os valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  foram entre +0,79‰ e +3,70‰ e os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  são positivos, situando-se entre +1,93 e +2,69‰. Suguio et al. (1974), interpretaram que a Formação Teresina teria se depositado em ambiente raso de águas salinas. Mais recentemente, os valores obtidos de  $\delta^{13}\text{C}$  para as formações Serra Alta e Teresina (antiga Formação Estrada Nova) revelaram valores bastante negativos entre mínimos e máximos de -23,8 e -23,5‰, respectivamente (FAURE et al., 1999).

Rocha (2020) realizou a quimioestratigrafia da Formação Teresina, utilizando testemunhos de sondagem, e obteve valores negativos para  $\delta^{13}\text{C}$  (de -4,51 a -9,02‰), que podem estar relacionadas ao evento de extinção em massa do Mesocapitaniano; e valores de  $\delta^{18}\text{O}$  negativos passando para menos negativos no topo, indicando que os carbonatos teriam sido precipitados em um ambiente com maior salinidade.

No Estado de Santa Catarina, concreções carbonáticas do Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto foram analisadas quanto valores isotópicos de C e O por Alessandretti et al. (2015). Os valores obtidos de  $\delta^{18}\text{O}$  encontram-se entre -14,4 a -2,6‰ e os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -5,0 a -0,2‰. Essas variações isotópicas indicam origem diagenética precoce para algumas das

concreções. Ademais, a composição isotópica de O depletada do cimento de calcita sugere nucleação destas concreções eodiagenéticas em condições de água doce e os valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  indicam baixas taxa de soterramento da matéria orgânica. A comparação destes dados isotópicos e os valores obtidos para unidades depositadas em franca abertura com o Oceano Panthalassa, indicam que a Bacia do Paraná durante o Permiano Superior estava parcialmente, ou completamente, confinada.

**Tabela 2:** Dados isotópicos pré-existentes de todas unidades permianas da Bacia do Paraná.

Dados de isótopos estáveis do Permiano da Bacia do Paraná					
Formação	Localização	Material coletado	$\delta^{18}\text{O}$ (em ‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (em ‰)	Referências
Rio do Rasto (Mb Serrinha)	Estrada do Rio do Rasto em Santa Catarina	concreções carbonáticas	-14,4 a -2,6	-5,0 a -0,2	Alessandretti et al., 2015
Estrada Nova	Porto Alegre - RS	carbonatos	-	-23,5 a -23,8	Faure et al., 1999
Corumbataí	Mina Granusso (Cordeirópolis-SP)	carbonatos	+18,9 a +24,1‰	-8,2 a -4,5	Costa, 2006
Teresina	região noroeste do Paraná	carbonatos e rochas heterolíticas	-11,0 a -6,41	-4,51 a -9,02	Rocha, 2020
Teresina (Estrada Nova)	Taguaí - SP	calcários oolíticos	+ 3,70 a + 0,79	+ 2,69 a +1,93	Suguio et al., 1974
Irati	Pedreira Amaral Machado (Saltinho-SP)	folhelhos negros	-	-21 na base e 25 no topo	Martins, 2018
	Pedreira Partezani		-	-21 e -18	
Irati	Paraisolândia -SP	carbonatos microbiais	-6,21 a -7,91	-1,32 a -4,36	Warren et al., 2017
Irati	Pedreira em Perolândia - GO	Carbonatos	abaixo do sill: - 3,81 a -11,51; acima do sill: - 5,87 a -8,64	Abaixo do sill: - 0,68 a 12,75; acima do sill: - 6,60 a 6,53	Santos et al., 2009
Irati	São Mateus do Sul - PR	carbonatos	-	-20,5 e -21,8	Faure et al., 1999

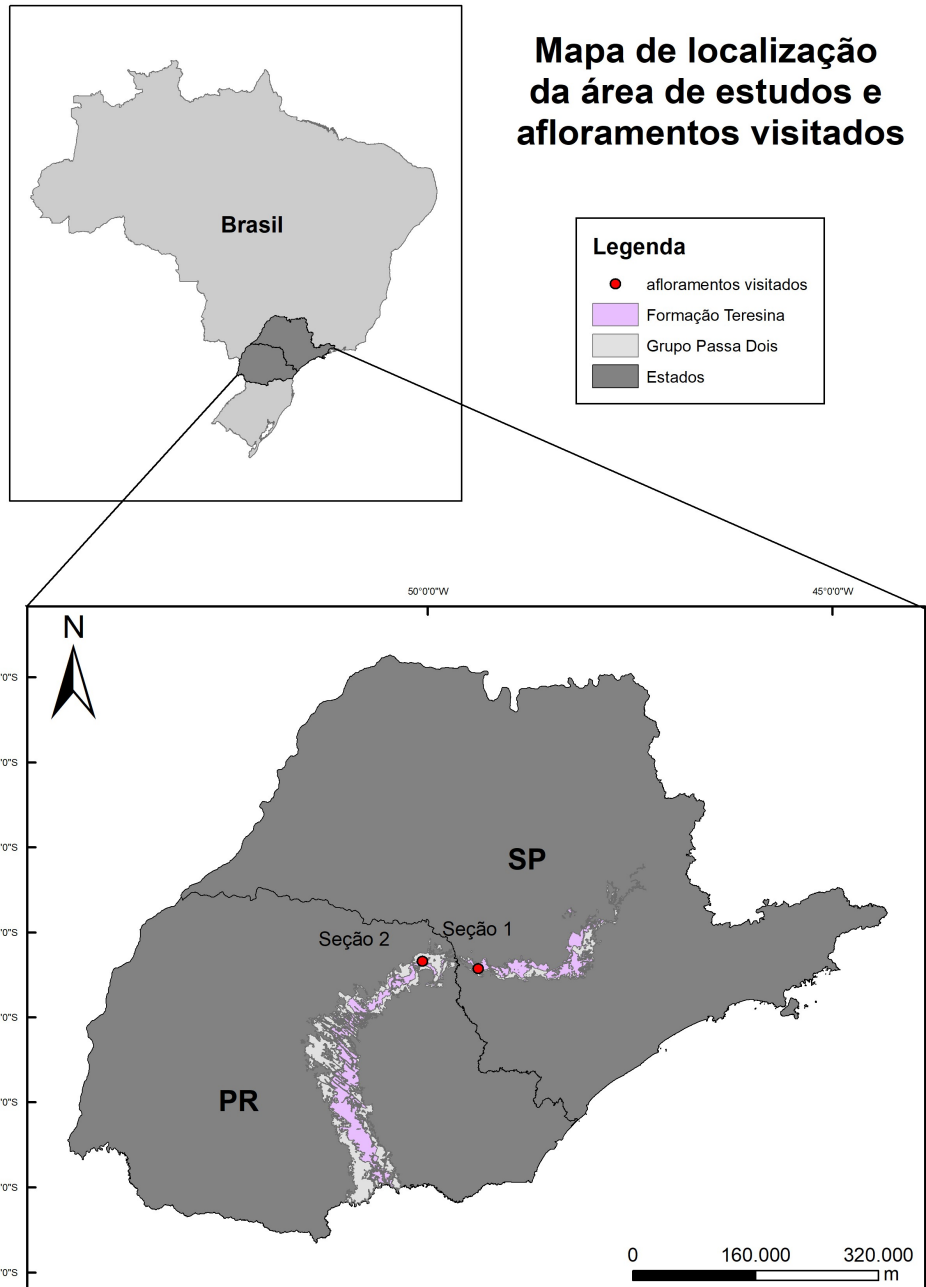
## **4. MATERIAIS E MÉTODOS**

### **4.1. Trabalho de campo**

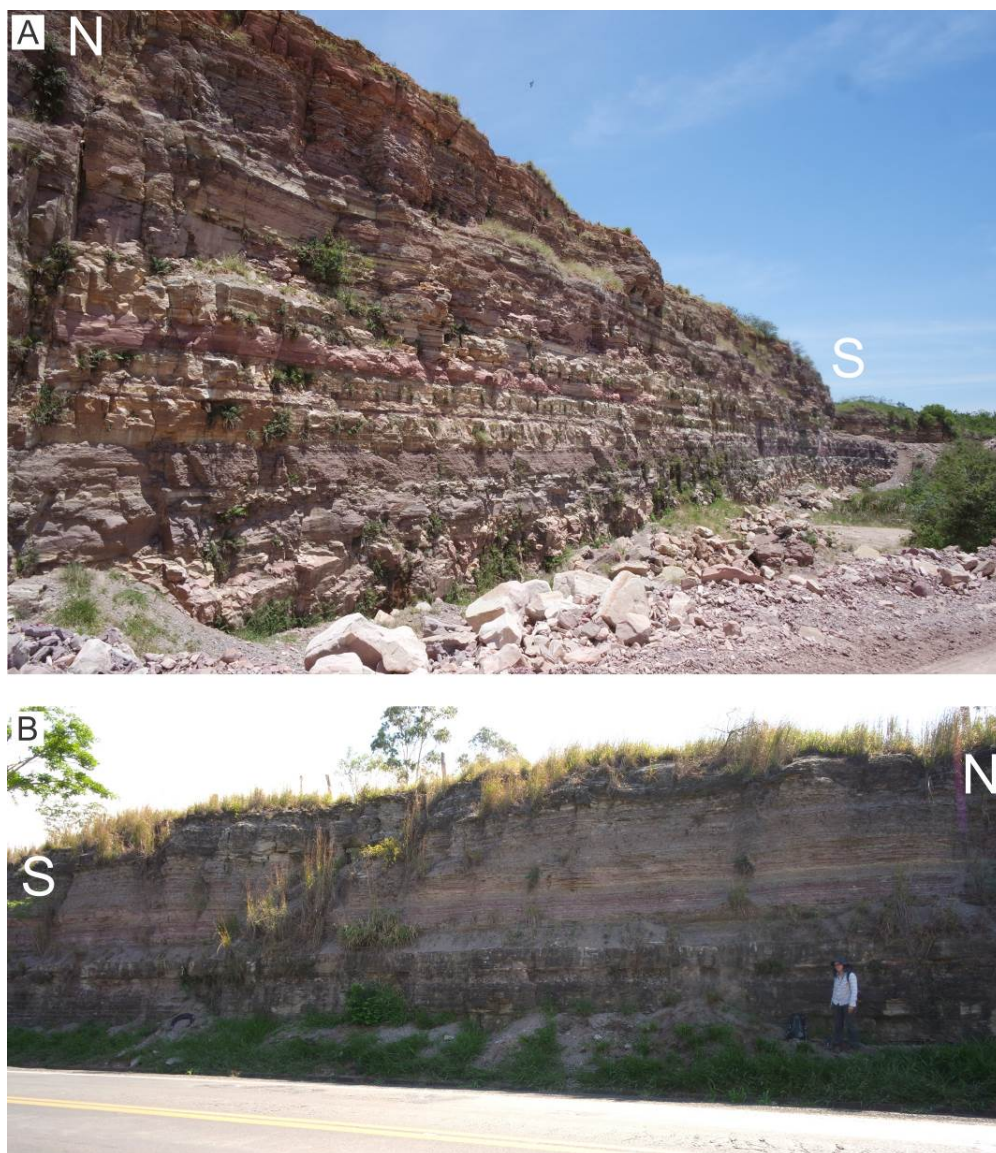
Foi realizada uma campanha de campo de 4 dias (4 a 7 de novembro de 2021), abrangendo a pedreira da mineração Gobbo e afloramentos em Fartura – sul de São Paulo e Joaquim Távora (norte do Paraná).

Na campanha de campo foram realizadas as descrições dos afloramentos, buscando reconhecer características faciológicas mais marcantes, como geometria dos depósitos, tipo de litologia, identificação de estruturas sedimentares, extensão lateral e vertical das camadas, e presença de espécimes fósseis e icnofósseis. Na pedreira da mineração Gobbo (Taguaí – SP) foram medidas seções colunares de semi-detalhe, na escala 1:50, e também foram coletadas sistematicamente as amostras para análise isotópica. Algumas amostras foram devidamente classificadas e selecionadas para a confecção de seções delgadas, captação de imagens por meio de microscópio Zeiss®. Outras amostras de mão foram serradas, polidas e escaneadas para melhor visualização.

Os afloramentos visitados estão relacionados na Fig. 5. A seção da Pedreira Gobbo, São Paulo (Seção 1 – TA, UTM, zona 22K 670558 e 7403090), apresenta aproximadamente 17 m de espessura, e a seção localizada na estrada entre Santo Antônio da Platina e Joaquim Távora, Paraná (Seção 2 – JT, UTM, Zona 22K 597897 e 7412617), possui cerca de 37 m de espessura. A Fig. 6 demonstra os afloramentos onde foram elaboradas as seções colunares.



**Fig. 5:** Mapa de localização das seções colunares levantadas.



**Fig. 6:** A - Visão geral da pedreira da mineração Gobbo, na qual foi medida a seção colunar 1, Taguaí – SP. B - Parte superior do afloramento na estrada entre Joaquim Távora e Santo Antônio da Platina – PR, na qual foi medida a seção colunar 2.

#### **4.2. Análise de fácies e microfácies sedimentares**

Segundo Walker (1992; 2006), o termo fácies sedimentar constitui de um conjunto de rochas geneticamente relacionadas que corresponde ao registro geológico de um processo sedimentar particular. Esta unidade pode ser distinguida das demais por suas características litológicas, granulção, grau de seleção e de arredondamento dos grãos, estruturas sedimentares,

geometria dos estratos, fósseis e coloração. Este conjunto de feições é interpretado como produto dos mecanismos sedimentares observados na natureza ou reproduzidos experimentalmente em laboratório.

Os processos sedimentares podem ser os mesmos em diversos ambientes deposicionais, o que torna necessário agrupar as fácies geneticamente relacionadas e com significado ambiental em associação de fácies. Este procedimento busca reunir diferentes conjuntos de fácies, laterais e verticalmente contíguas e as relacionar quanto seus processos geradores, definindo assim, padrões arquiteturais e de empilhamento característicos de um dado sistema deposicional. Os sistemas deposicionais são representações tridimensionais das associações de fácies aos quais estão incorporados os efeitos produzidos por controles externos, tais como as variações relativas do nível de base provocadas por mudanças climáticas, causas tectônicas e variações orbitais (CATUNEANU, 2006). Um modelo de fácies adequado deve, portanto, ser plausível ao sistema deposicional que representa e servir de modelo preditivo ou de comparação com exemplos atuais e do registro geológico (WALKER, 1992; 2006).

Durante as etapas de campo, as fácies sedimentares foram descritas macroscopicamente, priorizando-se a identificação da geometria do depósito, tipo de litologia, estruturas sedimentares, organização interna, mineralogia e textura dos grãos. As fácies foram devidamente fotografadas, amostradas para análise em laboratório e identificadas nas diferentes seções colunares medidas. Posteriormente, a descrição macroscópica foi refinada a partir da análise de lâminas petrográficas (microfácies).

Na etapa de petrografia, as amostras foram submetidas à laminação no Laboratório de Laminação da UNESP – Rio Claro. Foram realizadas as seguintes etapas: i) corte com serra diamantada; ii) desbaste com rebolo de carbetto de tungstênio e suspensão de carbetto de tungstênio (grana 600); iii) pré – polimento com rebolo de aço fundido e suspensão de carbetto de tungstênio (grana 800), e iv) polimento em politriz com tecido para polimento e pasta diamantada (1 $\mu$ ).

A descrição microscópica, foi realizada sob microscópio petrográfico e objetivou a identificação de diferentes litotipos e microfácies carbonáticas, seguindo a classificação de Dunham (1962) e Embry e Klován (1971). A análise e documentação das lâminas delgadas foi



realizada em um microscópio petrográfico Zeiss Axiscope, acoplado à câmera digital *Canon* EOS 5D Mark II, no Laboratório de Fotomicroscopia do UNESPetro – UNESP.

#### **4.3. Análise de Fluorescência de Raio-X (FRX)**

As amostras coletadas na pedreira em Taguaí – SP passaram pela análise de elementos maiores, menores e traço a fim de avaliar se o sinal isotópico aferido seria o primário (original da deposição). Para isso, utilizou-se o método de Espectrometria de Fluorescência de Raios-X (FRX), com o espectrômetro de raios-X Philips PW2400 do Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (Instituto LAMIR) da Universidade Federal do Paraná.

Para identificar as alterações diagenéticas e intempéricas, foram utilizadas razões geoquímicas como parâmetros, visto que a presença de fluidos durante a diagênese, dolomitização ou metamorfismo de rochas carbonáticas leva a um aumento nas razões Mn/Sr, Fe/Sr, Rb/Sr e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , bem como um decréscimo nos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  destes litotipos (BANNER & HANSON, 1990). Valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  menos alterados são mais prováveis de ocorrer em amostras com Mn/Sr <10, Fe/Sr < 50 e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  mais negativos que -10‰ (FOLLING & FRIMMEL, 2002).

#### **4.4. Análise isotópica de C e O**

As amostras coletadas na pedreira Gobbo foram posicionadas estratigraficamente em seções colunares de escala 1:50, sendo uma amostra a cada mudança de fácies. As amostras selecionadas foram aquelas que apresentaram maior grau de preservação de estruturas originais da rocha, evitando feições como: estilólitos, vênulas, fraturas e porções alteradas por diagênese ou pedogênese. Após a etapa de seleção de áreas adequadas à amostragem, sucedeu-se a extração com broca milimétrica de vídia de pequenas porções pulverizadas que foram armazenadas em recipientes herméticos individuais do tipo *Eppendorff*. Nas fácies heterolíticas, foram escolhidas as porções arenosas (evitando o siltito), pois o arenito era predominantemente carbonático.

As análises de isótopos estáveis também foram realizadas no Instituto LAMIR, da Universidade Federal do Paraná (UFPR). Segundo o procedimento usual para a análise isotópica de elementos leves, conduziu-se inicialmente a extração do gás  $\text{CO}_2$  de amostras pulverizadas a partir da reação com ácido fosfórico 100% à temperatura constante de 25°C durante 24 ou 72



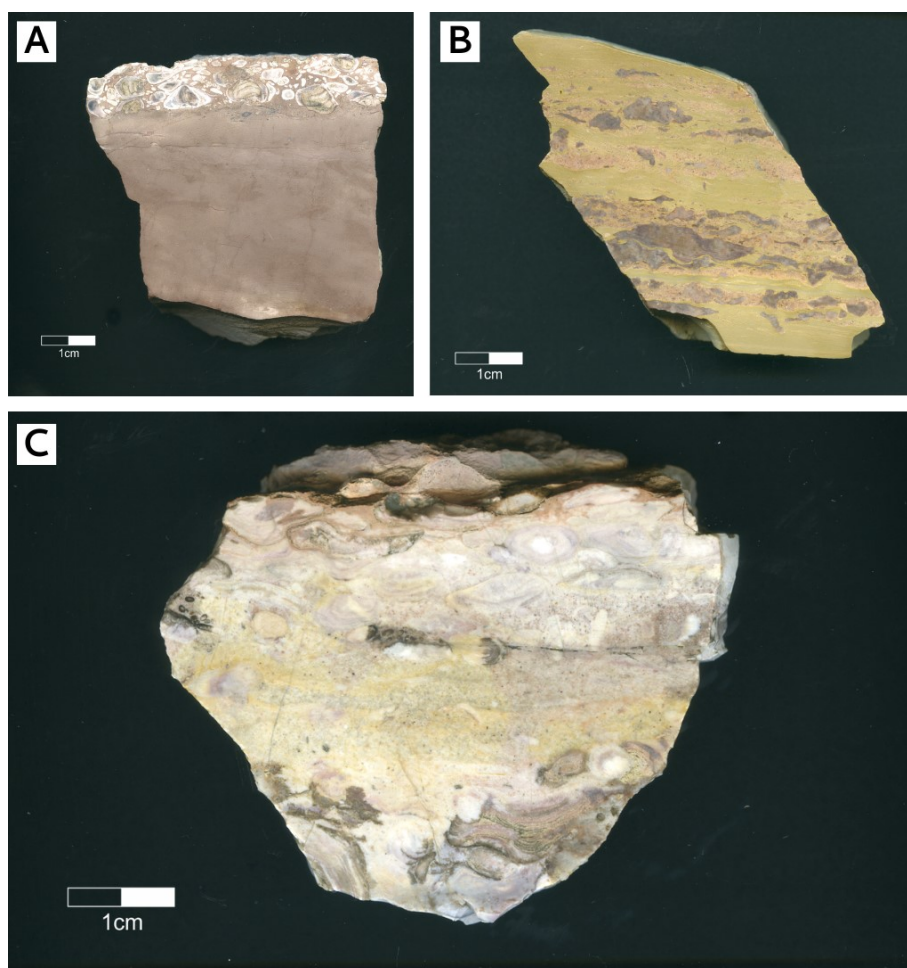
horas, dependendo da razão entre material calcítico e dolomítico. Após a extração do gás, este foi purificado criogenicamente a partir do uso de armadilha química de nitrogênio líquido e álcool, a fim de se retirar a água gerada durante a reação do carbonato e o ácido. A amostra de gás foi analisada por extração online em um espectrômetro de massa de razão isotópica com cromatografia gasosa (*Isotope Ratio Mass Spectrometer, IRMS*), *Thermo Scientific* modelo *Delta V Advantage*, acoplado com o sistema *Gas Bench II*, do LAMIR. A normalização dos resultados foi feita com a técnica de dois pontos, usando padrões internacionais (NBS18 e NBS19).

A fim de avaliar o grau de alteração diagenética e intempérica dos carbonatos coletados (pois este fator pode alterar os valores iniciais de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ ), foram confeccionados gráficos de  $\delta^{13}\text{C}$  x  $\delta^{18}\text{O}$  nos quais foram plotados os dados subdividindo em suas respectivas associações de fácies. A baixa covariância das razões isotópicas de C e O são indicativos de amostras não alteradas diagenética ou intempéricamente (DERRY, 2010).

## 5. RESULTADOS

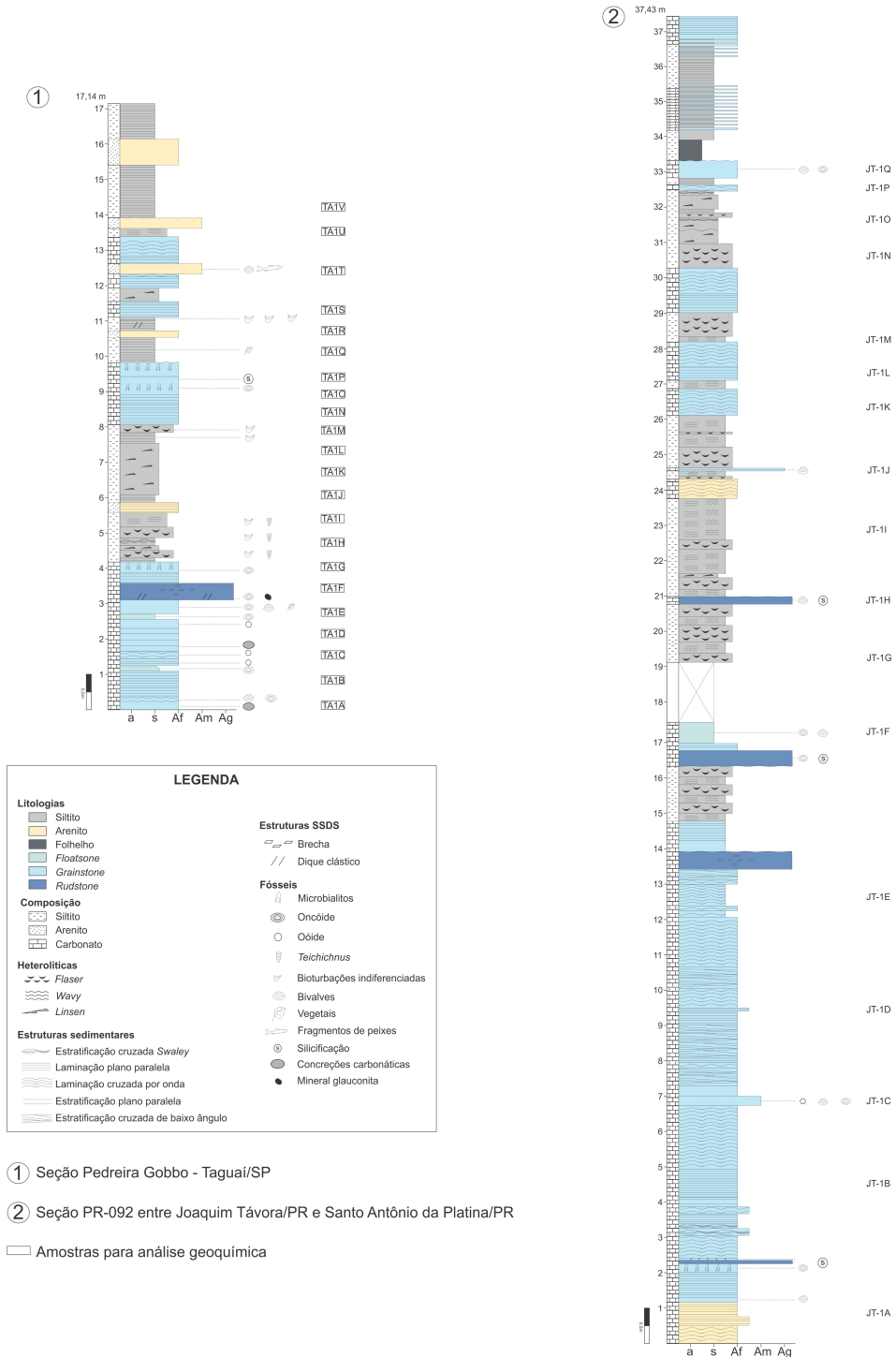
### 5.1 Análise de fácies sedimentares

Foram definidas 11 fácies sedimentares, com base na descrição macroscópica dos afloramentos visitados, que serão apresentadas neste capítulo. As fácies Glp, Gls, Gma, Fma, M, Rma, Bf, Aah foram descritas em ambas as seções; as fácies Gea e F foram descritas somente na seção 2; e a fácies Ama foi descrita apenas na seção 1. A Fig. 7 apresenta as amostras de mão polidas e a Fig. 8 apresenta as duas seções adquiridas.



**Fig. 7:** Seções polidas das amostras de mão, coletadas na pedreira Gobbo em Taguaí – SP. A – siltito com coquina na porção superior; B – microbialito (fácies M); C – amostra de *grainstone* com bivalves (*rudstone* no topo) muito silicificado.

## SEÇÕES COLUNARES - FORMAÇÃO TERESINA



**Fig. 8:** Seções colunares da Formação Teresina adquiridas na Pedreira Gobbo, SP (1), e na estrada entre Santo Antônio da Platina e Joaquim Távora, PR (2).

### 5.1.1 Grainstone com laminação plano paralela (Glp)

Nesta fácies foi possível observar camadas tabulares centimétricas a métricas de *grainstone* fino a médio, de coloração bege, com laminação plano paralela (Fig. 9) e ocorrência de bivalves de aproximadamente 1 a 2 cm e oóides esparsos na rocha.

Esta fácies pode ser interpretada como migração de formas de leito de baixa amplitude formadas sob regime de fluxo superior, provavelmente relacionado a fluxo de *swash* e *backwash*.



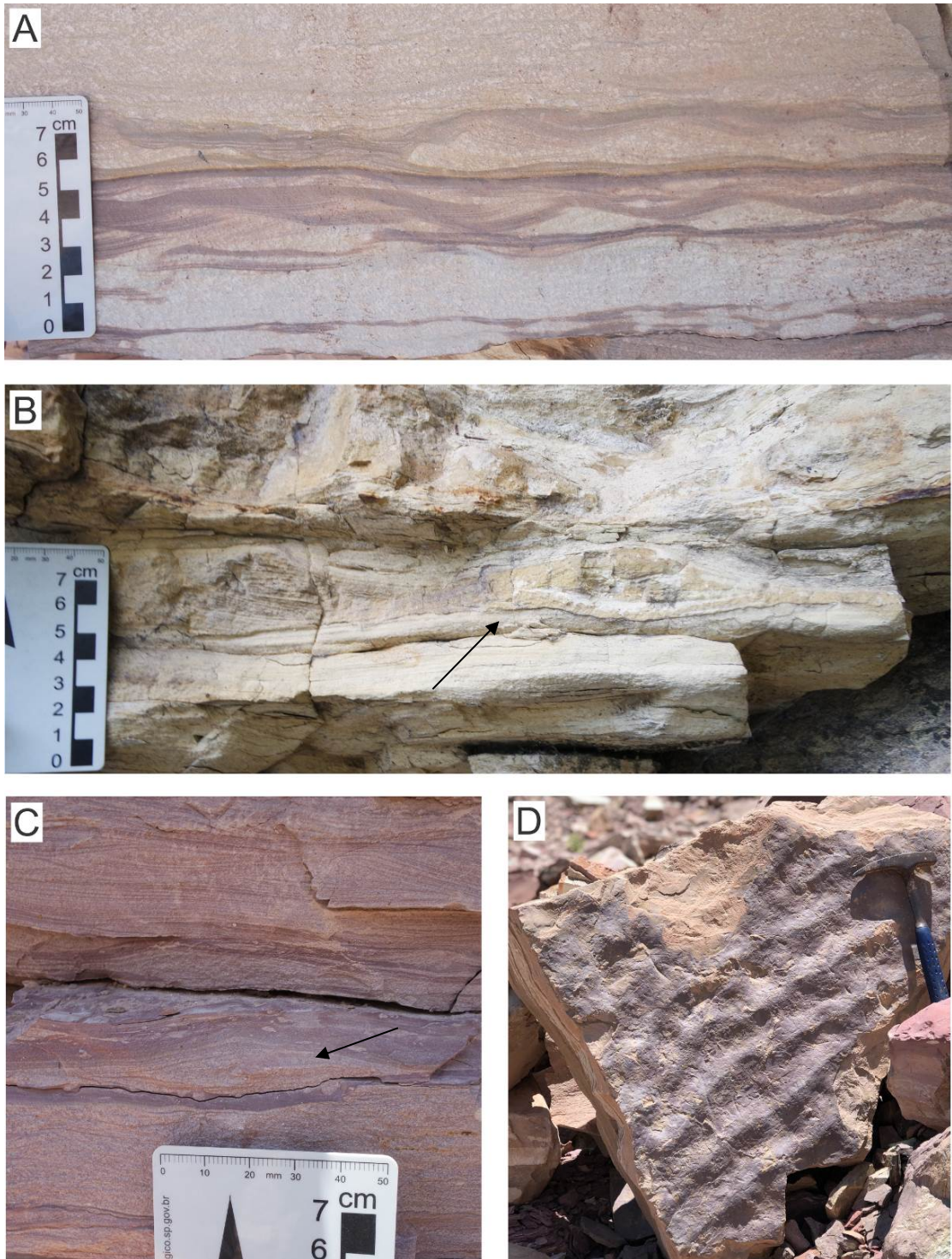
**Fig. 9:** *Grainstone* com laminação plano paralela e concreções carbonáticas; localização: pedreira Gobbo.

### 5.1.2 Grainstone com laminação cruzada simétrica (Gls)

Foram descritas camadas tabulares centimétricas a métricas de *grainstone* muito fino a médio com laminação cruzada simétrica (Fig. 10). Algumas estratificações neste conjunto de fácies são do tipo *Swaley*. Também foi registrada a ocorrência de oóides dispersos.

Pode-se interpretar como migração de marcas onduladas pela ação de orbitais de ondas de tempo bom, com eventos episódicos de tempestades.





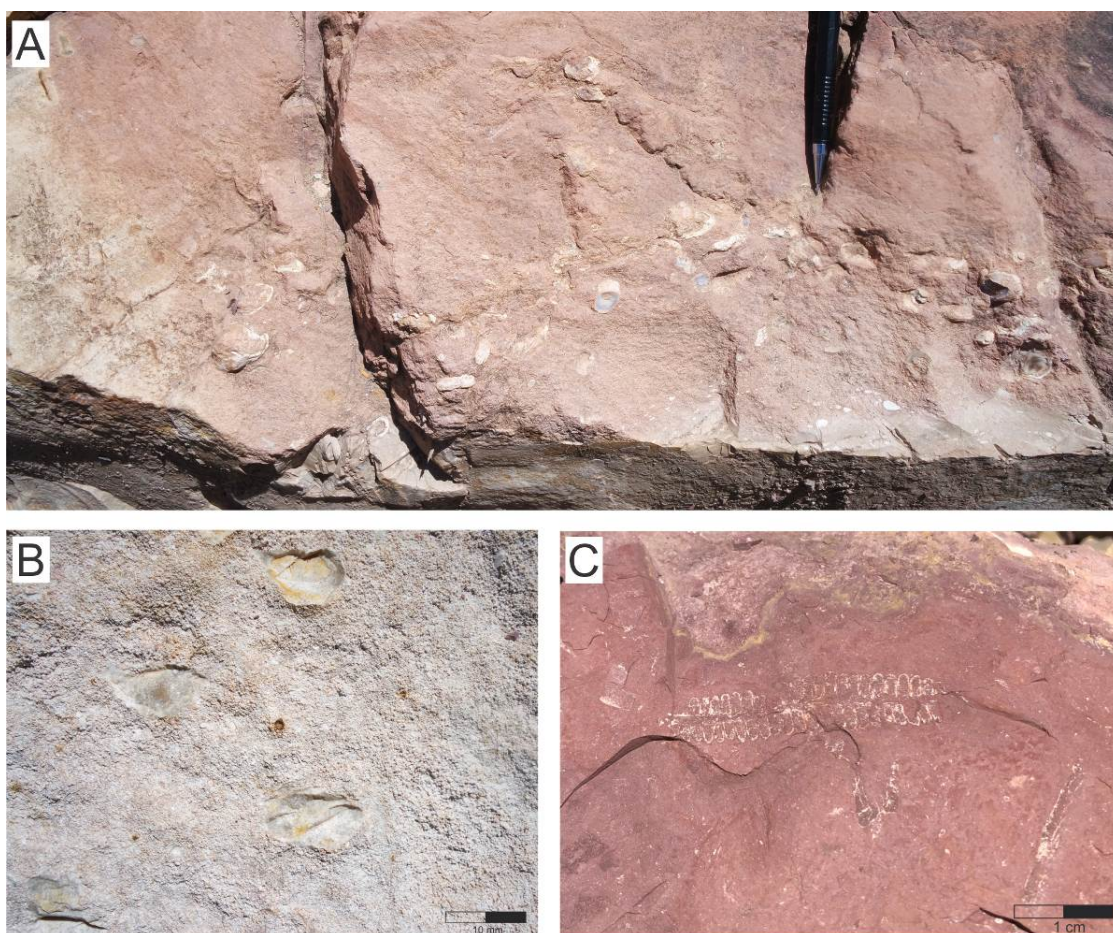
**Fig. 10:** A - *Grainstone* com Laminação cruzada simétrica (pedreira Gobbo); B e C - Estratificação tipo *Swaley* na fácies Gls (B: estrada para Joaquim Távora e C: pedreira Gobbo), identificada com setas; D - Marca ondulada (pedreira Gobbo).



### 5.1.3 *Grainstone* maciço (Gma)

Essa fácies apresenta camadas tabulares centimétricas de *grainstone* fino a médio, sem estrutura aparente, com ocorrência de concreções carbonáticas e fósseis de bivalves de 1 a 2 cm, oóides silicificados, oncóides e restos vegetais. Também ocorrem associados níveis de microbialitos laminados associados, na porção superior da camada (fácies M). A Fig. 11 representa as principais feições encontradas nesta fácies.

A interpretação para esta fácies é de um ambiente raso e de alta energia, permitindo a formação de oóides e oncóides. A feição maciça é atribuída a recristalização, com consequente obliteração de estruturas pré-existentes.



**Fig. 11:** A - Ocorrência de bivalves em *grainstone* maciço, concentrados em um nível; B - Banco de oóides com algumas porções silicificadas; C - Fóssil vegetal de Pteridófito (*Pecopteris taguaiensis*), encontrado na porção superior da camada representada em A, no siltito. Todas as fotos são da seção adquirida na pedreira Gobbo.

#### 5.1.4 Grainstone com estratificação cruzada de baixo ângulo (Gea)

Foram descritas camadas tabulares centimétricas a métricas de *grainstone* fino, subarredondado, com estratificação cruzada de baixo ângulo.

Esta fácies pode ser interpretada como migração de formas de leito de baixa amplitude formadas sob regime de fluxo superior.

#### 5.1.5 Floatstone oncolítico maciço (Fma)

Essa fácies apresenta camadas tabulares centimétricas de *floatstone* maciço, com presença de oncóides e ocorrência de bivalves inteiros de aproximadamente 1 cm (Fig. 12); na seção 1 foi observada granodecrescência ascendente em algumas camadas.

O ambiente é interpretado como produto da decantação de lama carbonática, em ambiente de águas calmas, associado ao crescimento microbial afetado por agitação esporádica.



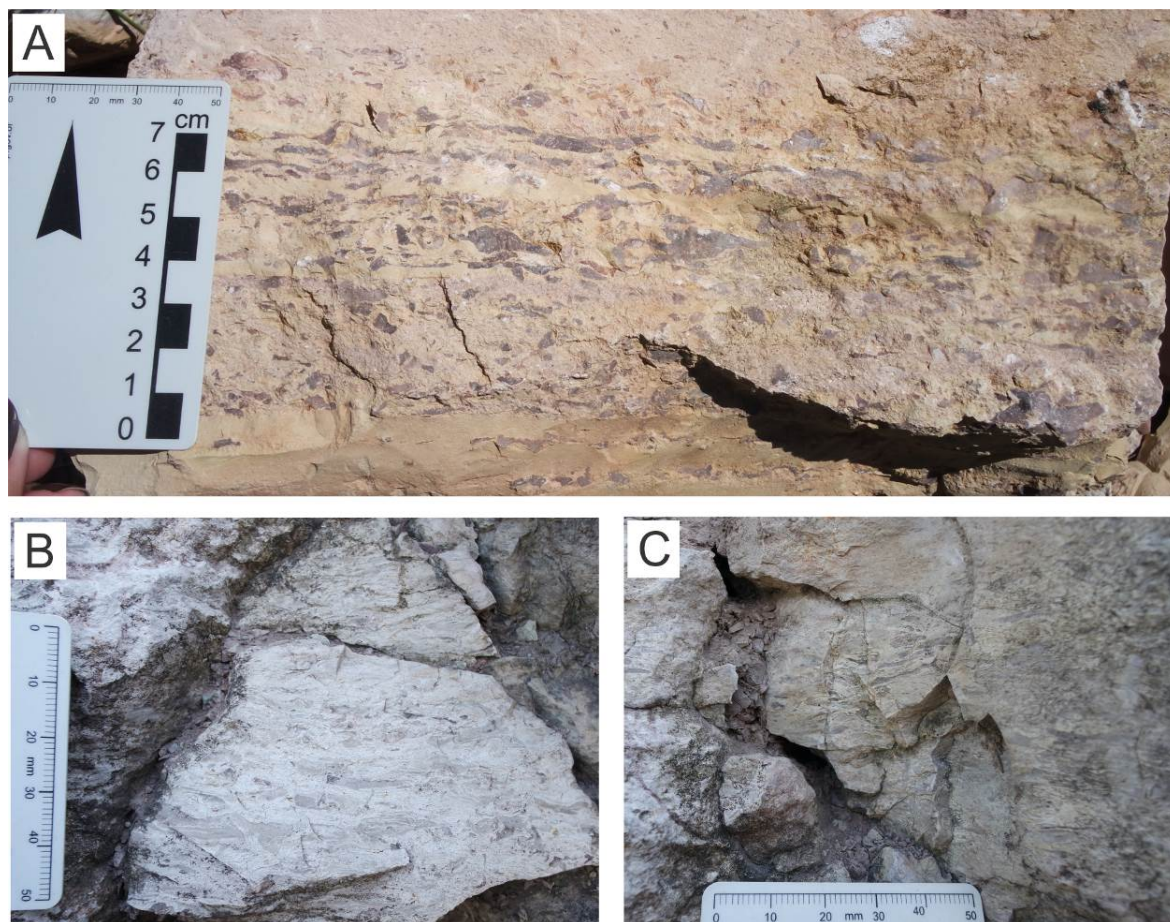
**Fig. 12:** *Floatstone* com oncóides apresentando restos bivalves articulados fechados. Pedreira Gobbo.

#### 5.1.6 Microbialito (M)

Esta fácies é constituída por camadas tabulares centimétricas a métricas de microbialitos (Fig. 13), contendo oncóides na base e silicificação na porção central da camada.



Os microbialitos podem ser interpretados como precipitação carbonática induzida por atividade microbiana em águas rasas.



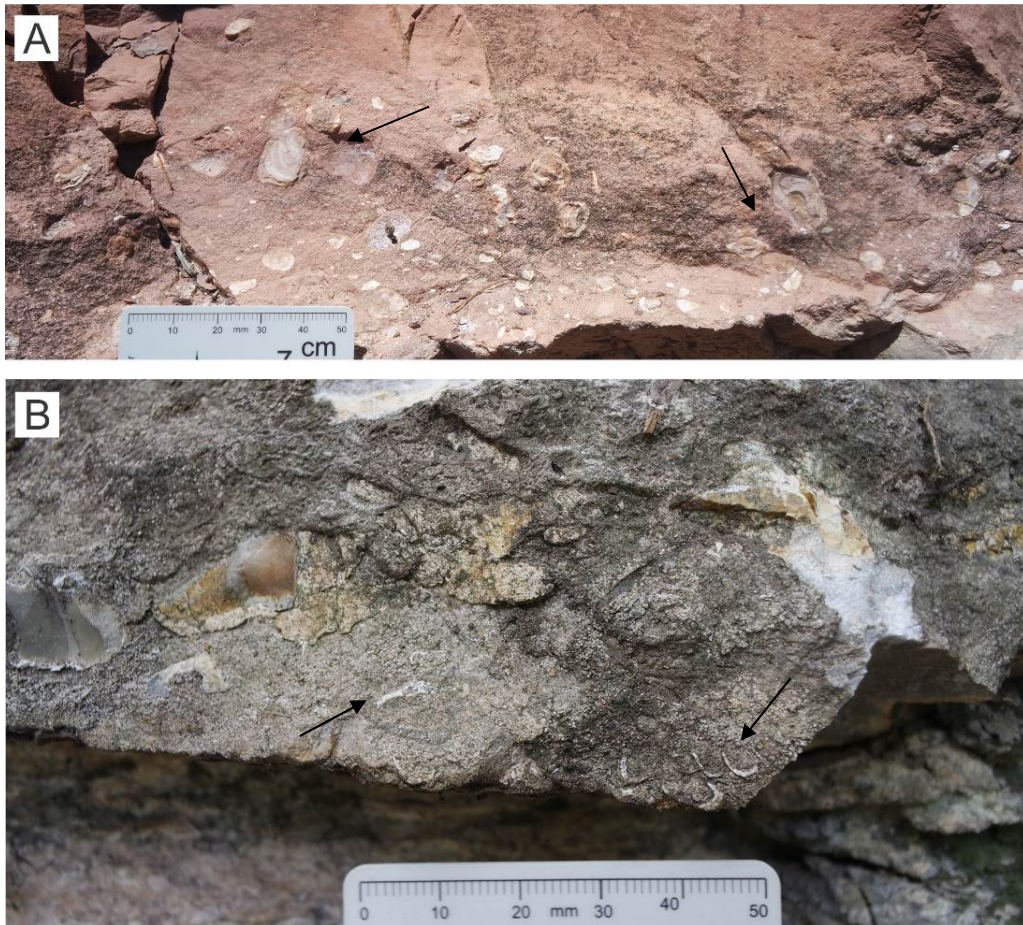
**Fig. 13:** Camadas de microbialitos; A - pedraira Gobbo, B e C - estrada para Joaquim Távora.

#### 5.1.7 Rudstone oolítico maciço (Rma)

Foram identificadas camadas tabulares de grande extensão lateral e espessura centimétrica, composta por *rudstone* maciço com oóides, localmente com topo ondulado. Estas camadas também apresentam oncóides e bivalves esparsos (Fig. 14) e podem estar associadas a níveis de brecha com arranjo em *fitting* ( fácies Bf) e diques clásticos. Localmente apresenta intensa silicificação.

Essa fácies pode ser interpretada pelo retrabalhamento de comunidades microbianas e bivalves em condições de águas agitadas, marcada pela presença dos oóides.



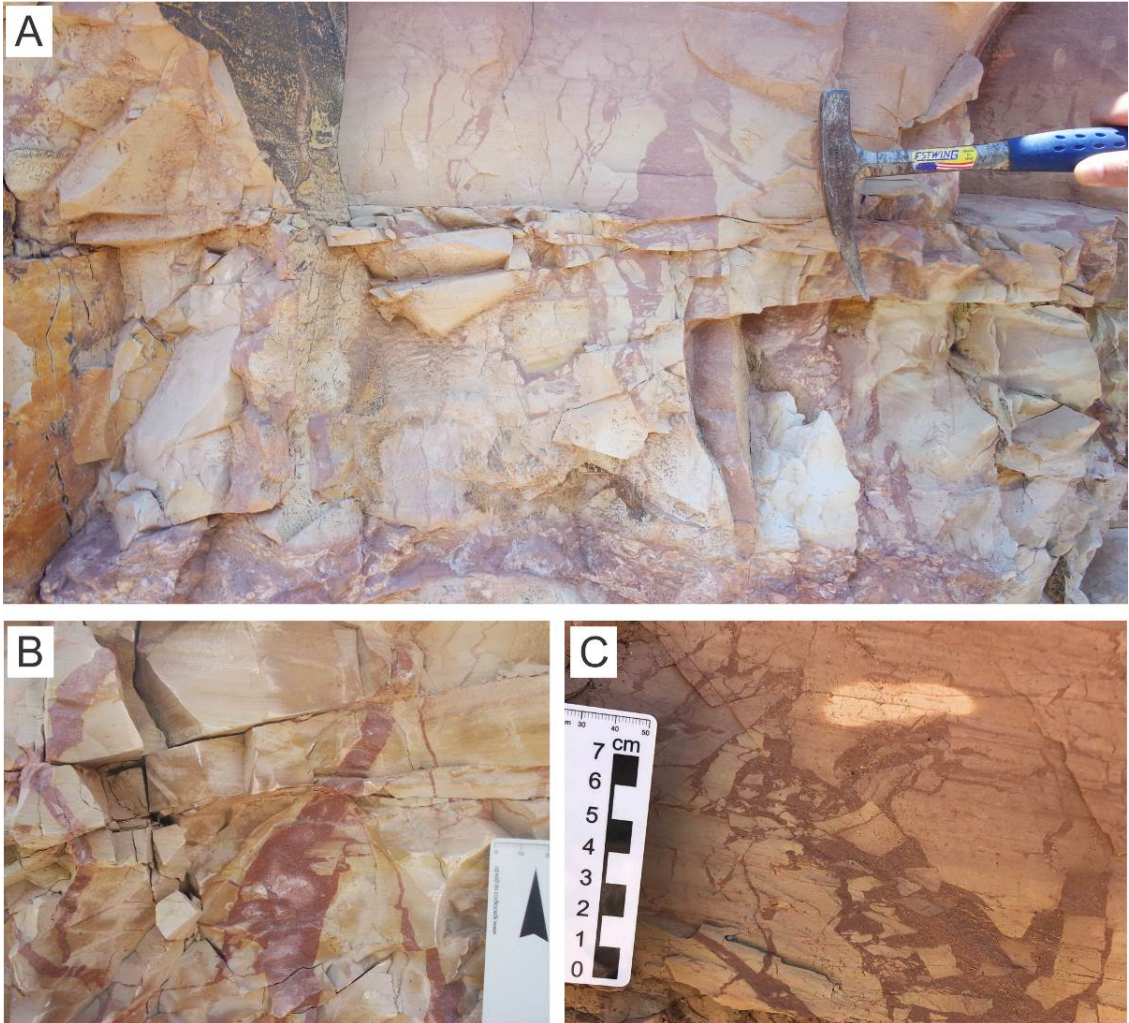


**Fig. 14:** Bivalves em *rudstone* oolítico, identificados com setas. Localização: A = pedreira Gobbo e B = Joaquim Távora.

#### 5.1.8 Brecha com arranjo em *fitting* (Bf)

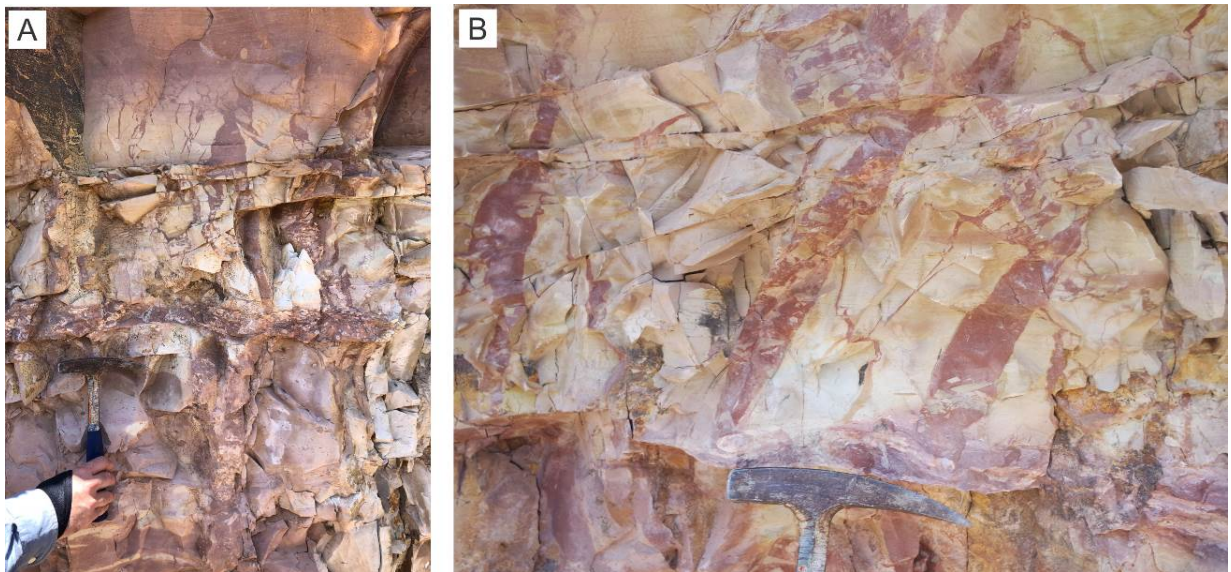
Nessa fácies foram identificadas camadas tabulares centimétricas de nível de brecha apresentando arranjo encaixado do tipo *fitting* (Fig. 15). Estas camadas são sustentadas por grãos angulosos que variam desde milimétricos até decimétricos e ocorrem associadas a diques clásticos (Fig. 16). Os clastos que estão dentro dos diques parecem ser da mesma rocha, e a variação do tamanho dos clastos dentro do dique é variado.

Pode-se interpretar esta fácies como gerada por brechação associada à evento episódico, possivelmente sísmico, que produziu fraturamento, fluidização e retrabalhamento *in situ* da camada.



**Fig. 15:** A – Visão geral das brechas com arranjo em *fitting*. B – Detalhe de um conduto, com material fino avermelhado e poucos clastos. C – Detalhe de um dos condutos contendo clastos angulosos. Todas as fotos foram tiradas na pedreira Gobbo.





**Fig. 16:** Diques clásticos seccionando a camada brechada. Pedreira Gobbo.

#### 5.1.9 Arenito com acamamento heterolítico (Aah)

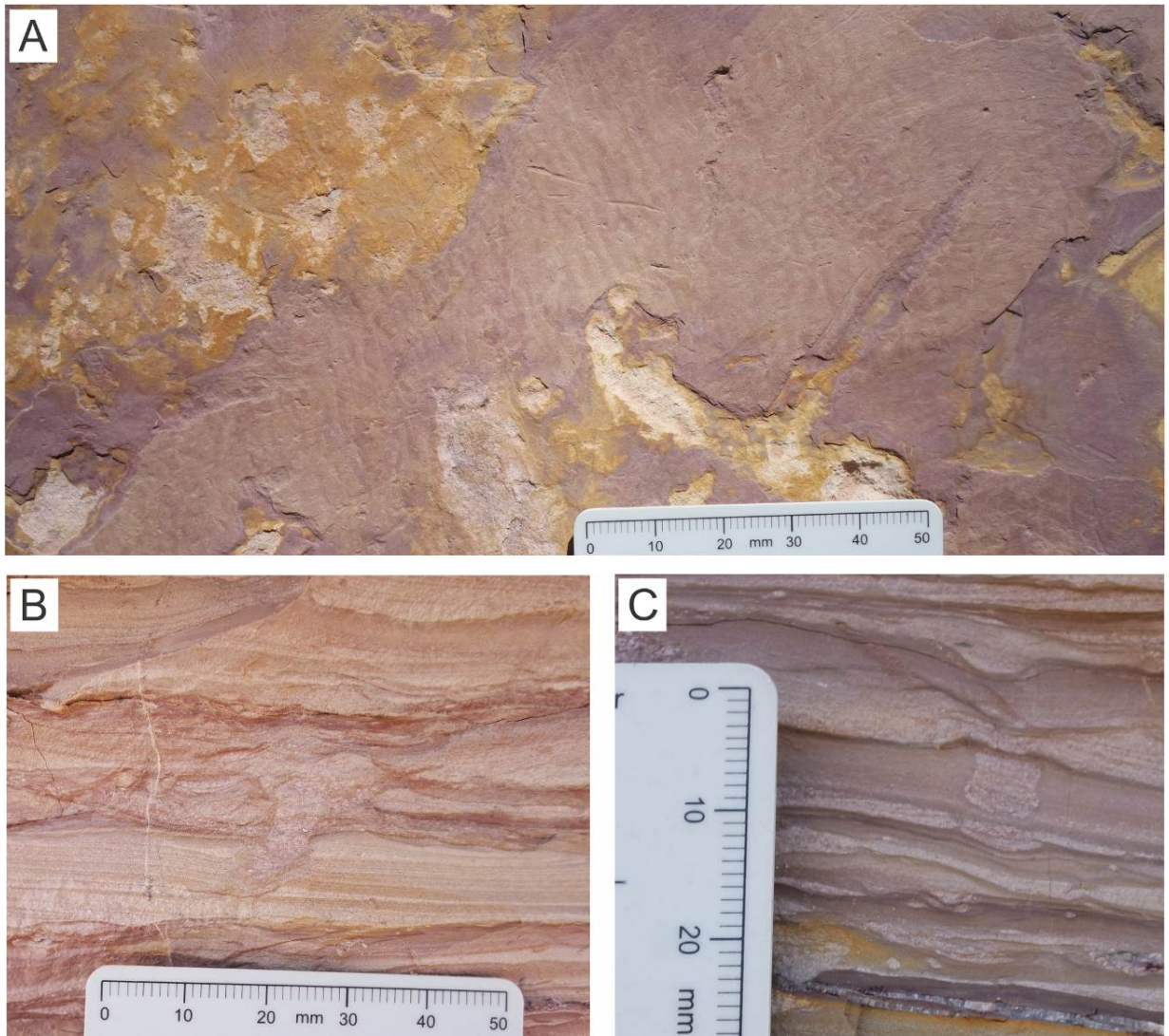
Essa fácies apresenta camadas tabulares decimétricas de fácies heterolíticas caracterizadas por proporções variadas de siltito avermelhado laminado e arenito fino carbonático rosado, podendo ser do tipo *linsen*, *flaser* ou *wavy* (Fig. 17). Em alguns níveis também foi identificado estratificações do tipo *Swaley*. Nessas camadas foram identificados níveis pouco a muito bioturbados, sendo descritos traços de *Planolites*, *Palaeophycus*, *Teichichnus* isp. (Fig. 18), estruturas tipo *MISS* e lenhos fósseis (Fig. 19).

Interpretou-se esta fácies como alternância de processos de tração e decantação com eventual presença de deposição por fluxo combinado associado a eventos de tempestade.

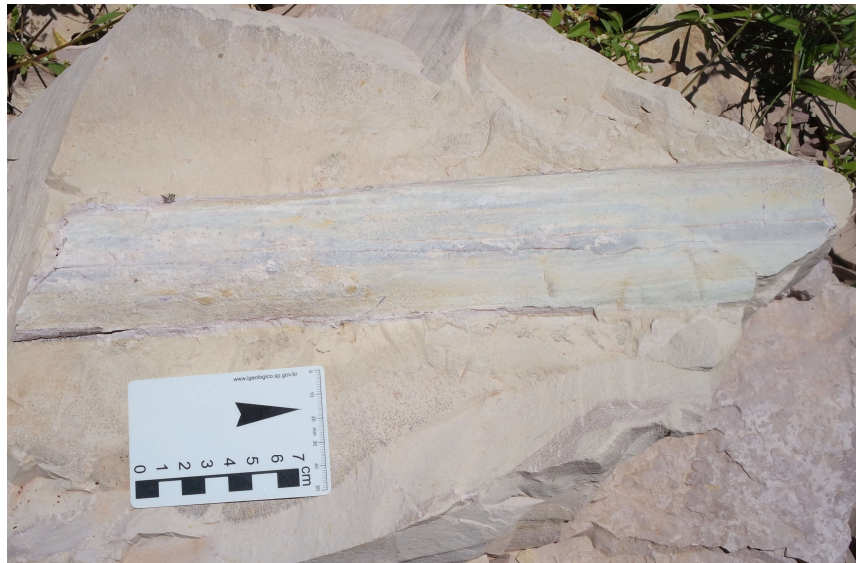


**Fig. 17:** Rochas heterolíticas da Formação Teresina. A - acamamento *Flaser*, B - acamamento *Wavy* (com presença de estratificações tipo *Swaley*), C – acamamento *Linsen*. Pedreira Gobbo.





**Fig. 18:** A - MISS presente em acamamento apresentando marcas onduladas; B - nível bioturbado por *Teichichnus* isp; C – Detalhe de *Teichichnus* isp. Pedreira Gobbo.



**Fig. 19:** Fóssil vegetal lenhoso. Pedreira Gobbo.

#### 5.1.10 Arenito maciço (Ama)

Foram observadas camadas lenticulares de arenito fino a médio, com granocrescência ascendente ocasionalmente apresentando fragmentos milimétricos de bivalves e restos de peixes. Na base destas lentes ocorrem depósitos residuais do tipo *lag*.

Pode-se dizer que a deposição de arenito em meio aos calcários pode indicar a entrada pontual de material terrígeno na plataforma carbonática. O caráter maciço do arenito pode estar associado à obliteração de estruturas pré-existentes por bioturbação.

#### 5.1.11 Folhelho (F)

Foi identificada uma camada tabular decimétrica de folhelho cinza, que pode ser interpretada como produto de decantação em águas calmas possivelmente anóxicas.

## 5.2 Análise de microfácies sedimentares

Após a análise de fácies sedimentares nas seções levantadas e nas amostras de mão coletadas, foram feitas lâminas a fim de detalhar melhor algumas amostras representativas de camadas de interesse. No total foram descritas sete microfácies; a sequência estratigráfica das lâminas descritas é: JT-1A, TA-1E, TA-1Fa, TA-1F, TA-1Fb, TA-1G e TA-1H. Todas as fotografias apresentadas nesta seção foram tiradas com nicóis paralelos. A Tabela 3 sintetiza as principais fácies e microfácies descritas neste trabalho.

### 5.2.1 Arenito maciço (Ama)

A amostra JT-1A (Fig. 20 - A e B), correspondente à porção basal da seção de Joaquim Távora, se mostrou composta predominantemente por arenito fino, anguloso, bem selecionado, com presença de fragmentos de bivalves e oncóides envelopando grãos de quartzo e restos de conchas, micritizados.

### 5.2.2 Grainstone oolítico maciço (Gma)

A lâmina TA-1E (Fig. 20 - C e E) corresponde a *grainstone* oolítico bem selecionado, com contato flutuante e em menor proporção, com contatos pontuais. Os oóides tem diâmetro médio de 0,3 mm, são esféricos, com trama concêntrica-radial e os núcleos são compostos por fragmentos de bivalves e grãos de quartzo.

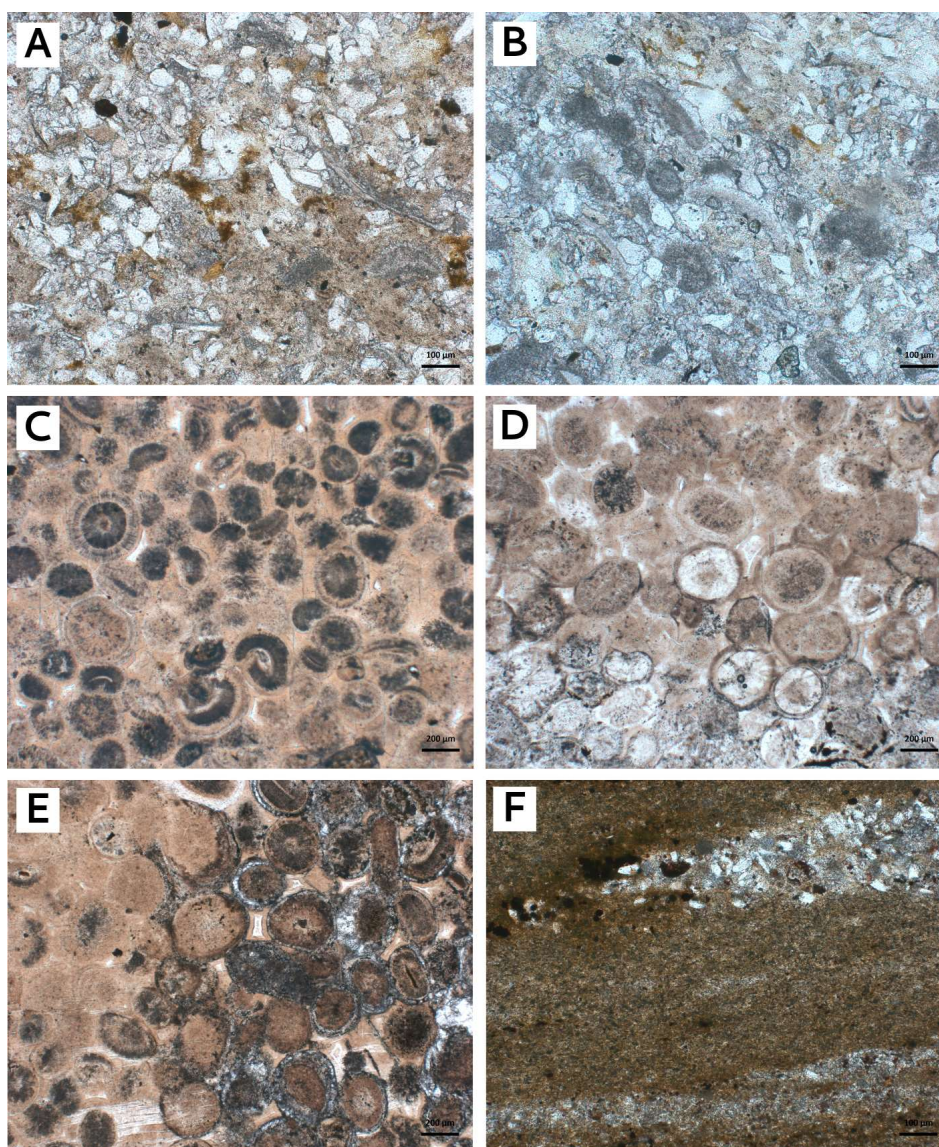
Observa-se que os oóides estão micritizados de forma geral e alguns apresentam silicificação no contorno; nos poros foi registrada a ocorrência de calcedônia fibrosa paralela e ao centro precipitou quartzina (calcedônia fibroradial). Não há registro de dissolução de grãos. São reconhecidas algumas fraturas que cortam a camada de *grainstone* oolítico não silicificado.

A deposição dessa fácies provavelmente foi em um ambiente de águas rasas e agitadas. As fraturas que cortam o *grainstone* oolítico são possivelmente anteriores ao processo de silicificação.



### 5.2.3 Brecha (Bf)

Assim como na fácies Bf descrita na seção 5.1.8, a lâmina TA-1F também registra o *mudstone* de coloração marrom escuro, sendo brechado pelo arenito fino, mal selecionado e anguloso (Fig. 20 - F). Em lâmina também foi identificado o arranjo *in fitting* e há presença de algumas fraturas.



**Fig. 20:** Fotografias das microfácies descritas. A e B (lâmina JT-1A) – arenito maciço micritizado com presença de oncóides; C (lâmina TA-1E) – *grainstone* oolítico, com matriz micritizada; D e E (lâmina TA-1E) – *grainstone* oolítico com porções silicificadas; F (lâmina TA-1F) – *mudstone* sendo brechado por material mais grosso.



#### 5.2.4 Rudstone oncolítico maciço (Rma)

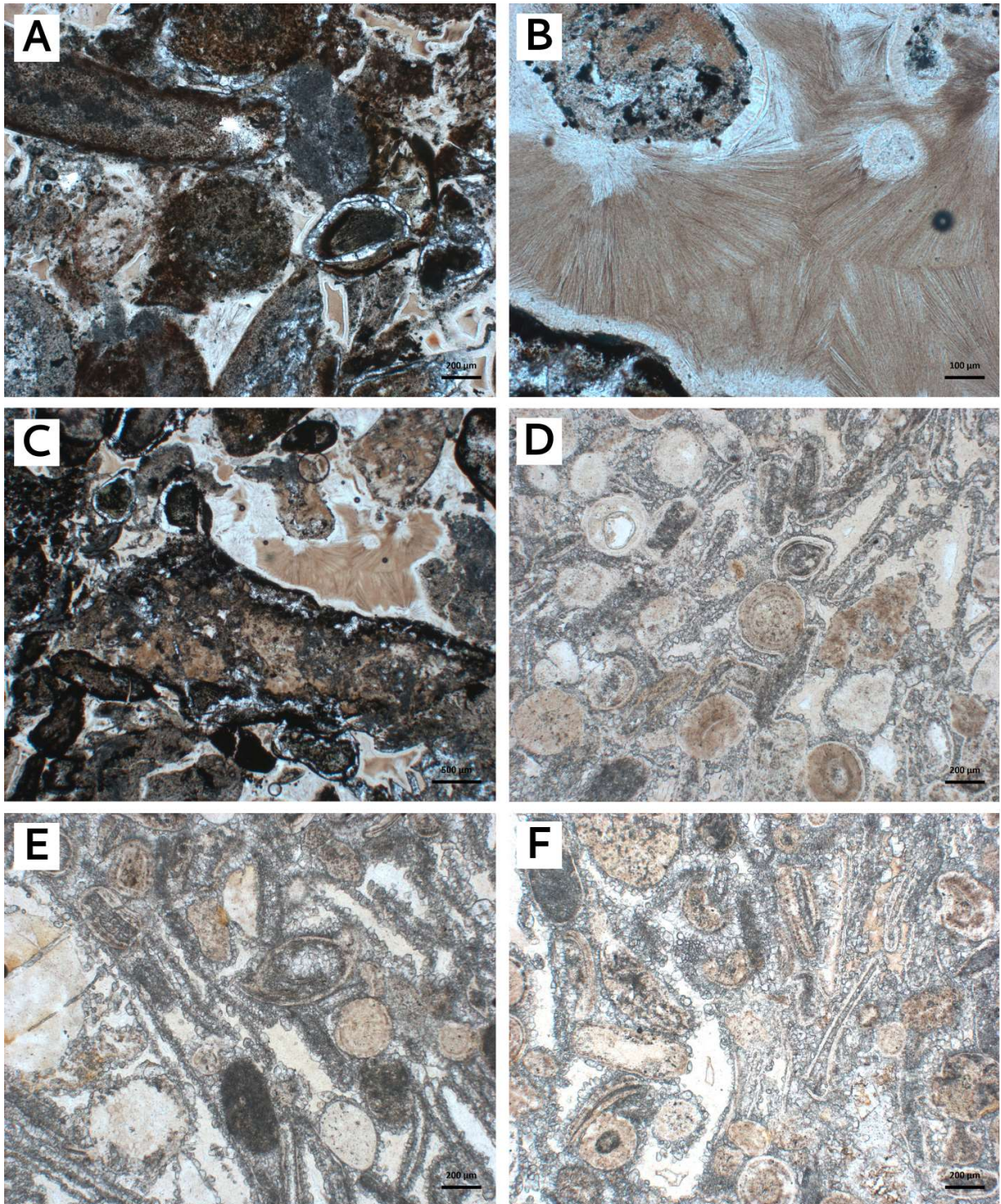
A lâmina TA-1Fa (Fig. 21 – A, B, C) representa a microfácies *rudstone* oncolítico maciço, com arcabouço constituído por grãos carbonáticos mal selecionados, arredondados, prismáticos a esféricos, de composição e tamanho variado e oncóides envelopando fragmentos de bivalves. Foi registrada a presença de algas verdes, bivalves, pelóides, ostracodes preenchidos ou não por micrita, e pirita framboidal. Essa fácies ocorre subjacente à brecha.

O arcabouço se encontra micritizado, com exceção dos poros da rocha, que foram preenchidos por uma fase de silicificação fibrosa radial contornando os grãos, com posterior precipitação de quartzina (calcedônia fibroradial) ao centro do poro (Fig. 21-B e C). As fraturas existentes são preenchidas por quartzo. Também foi registrada a presença de grãos de glauconita dispersos pela lâmina.

#### 5.2.5 Grainstone oolítico com bioclastos (Glp)

Nesta microfácies foi descrito o *grainstone* oolítico com bioclastos (lâmina TA-1Fb). O arcabouço desta rocha é composto por oóides redondos e alongados de tamanho maior que 0,3 mm, envelopando bioclastos, com contato flutuante e em menor proporção contatos pontuais. O arcabouço também é composto por fragmentos de bioclastos dispersos, tais como bivalves e ostracodes um pouco maiores que os oncóides. Há ocorrência de poucos grãos de quartzo angulosos dispersos pela rocha.

Observa-se que há intensa cimentação por calcita ao redor dos grãos e posteriormente os poros foram preenchidos por sílica (calcedônia e quartzo microcristalino). Alguns ostracodes estão preenchidos por dolomita em suas cavidades e alguns oncóides se encontram preenchidos por quartzina. A Fig. 21 – D, E, F representa esta microfácies.



**Fig. 21:** Fotografias das microfácies descritas. A, B e C (lâmina TA-1Fa) – *rudstone* oncolítico maciço, ênfase para as feições de silicificação e da presença de quartzina (melhor registrada em B). D, E e F (lâmina TA-1Fb) – *grainstone* oolítico com bioclastos, notar a intensa cimentação e silicificação contornando os grãos e os bioclastos.

### 5.2.6 Rudstone oolítico com intraclastos (M)

Na lâmina TA-1G (Fig. 22 – B a F) foi descrito *rudstone* oncolítico com oncóides envelopando fragmentos de bivalves e ostracodes, todos micritizados. Esta fácies ocorre logo acima da fácies *grainstone* oolítico com bioclastos, compondo a porção superior da fácies microbial. A matriz é constituída por cimentação carbonática e posterior cimentação drusiforme, ambas preenchendo poros. Outro processo descrito é o de dolomitização, estando registrado em volta de alguns grãos do pacote micritizado.

A porosidade secundária está presente nas formas de microporos nos grãos de oncóides, bioclastos e no cimento, e na forma de *vugs*, na porção composta pelo material mais fino (possivelmente siltito).

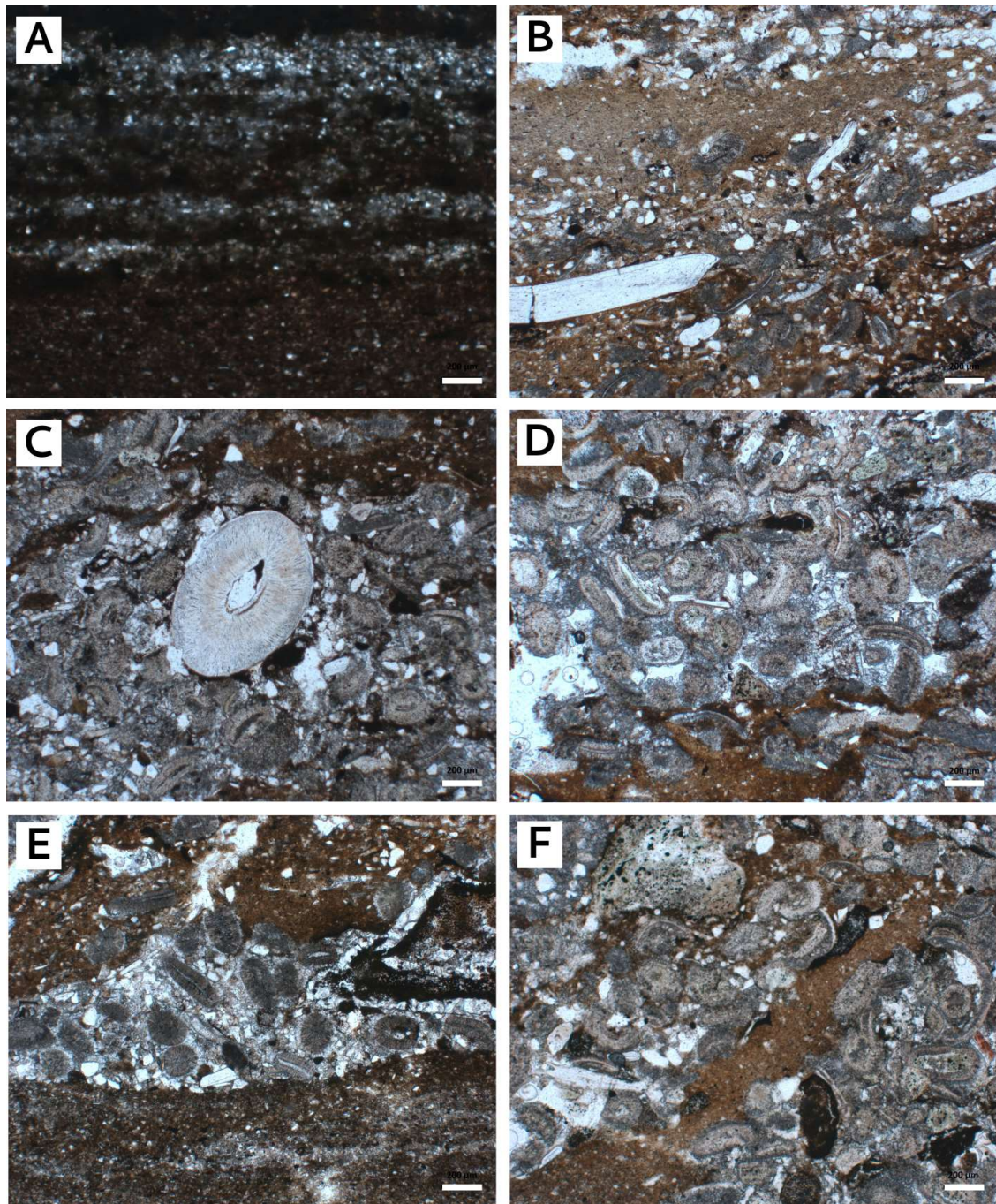
Foi observado também um material siliciclástico, composto por grãos angulosos de arenito com matriz fina que corta o pacote de oncóides e bioclastos micritizados; também há existência de grãos prismáticos grossos fragmentados e presença de fraturas preenchidas por sílica.

A organização da camada pode ser explicada pela entrada de sedimentos siliciclásticos na bacia, pois na sucessão desta camada, é registrada uma sequência de rochas heterolíticas.

### 5.2.7 Arenito com acamamento heterolítico (Aah)

Nesta microfácies (lâmina TA-1H) foi descrito arenito fino, bem selecionado, intercalado com camadas de siltito, em acamamento tipo *flaser* (Fig. 22 - A). Esta microfácies sucede o *rudstone* oolítico com intraclastos.





**Fig. 22:** Fotografias das microfácies descritas. A (lâmina TA-1H) – acamamento tipo *flaser* em rochas heterolíticas; B a F (lâmina TA-1G) – *rudstone* oolítico com intraclastos, notar que o material siliciclástico fino entrou no material oolítico micritizado; existência de *vugs*, vistos na porção inferior esquerda de D.



**Tabela 3:** Principais fácies e microfácies sedimentares descritas para a Formação Teresina nas áreas de estudo.

TABELA DE FÁCIES SEDIMENTARES DA FM. TERESINA					
Seção	Sigla	Nome	Macrofácies	Microfácies	Interpretação
<b>Fácies carbonáticas</b>					
JT e TA	Glp	<i>Grainstone</i> com laminação plano paralela	<i>Grainstone</i> fino a médio com laminação plano paralela; ocorrem bivalves e oóides, esparsos.	<b>Lâmina TA-1Fb:</b> <i>grainstone</i> oolítico com bioclastos, apresentando forte silicificação; os oncóides envelopam bivalves, grãos de quartzo e ostracodes; alguns ostracodes estão preenchidos por sílica em sua cavidade e alguns oóides estão com o interior preenchido por quartzina;	Migração de formas de leito de baixa amplitude formadas sob regime de fluxo superior, provavelmente relacionado a fluxos de <i>swash</i> e <i>backwash</i>
JT e TA	Gls	<i>Grainstone</i> com laminação cruzada simétrica	<i>Grainstone</i> muito fino a médio com laminação cruzada por onda; ocorrência de oóides. Algumas estratificações neste conjunto de fácies são do tipo <i>Swaley</i> .		Migração de marcas onduladas pela ação de orbitais de ondas de tempo bom, com eventos episódicos de tempestades.
JT e TA	Gma	<i>Grainstone</i> maciço	<i>Grainstone</i> fino a médio, sem estrutura aparente; feições de concreção carbonática e fósseis como bivalves, oóides, oncóides e restos vegetais; ocorre associada a níveis de microbialitos.	<b>Lâmina TA-1E:</b> <i>grainstone</i> oolítico, com oóides envelopando fragmentos de bivalves e grãos de quartzo, micritizado, com silicificação e cimentação por quartzina por processos secundários.	Ambiente raso e de alta energia, permitindo a formação de oóides e oncóides. A feição maciça desta fácies é atribuída à recristalização, com consequente obliteração de estruturação pré-existente.
JT	Gea	<i>Grainstone</i> com estratificação cruzada de baixo ângulo	<i>Grainstone</i> fino com estratificação cruzada de baixo ângulo.		Esta fácies pode ser interpretada como migração de formas de leito de baixa amplitude formadas sob regime de fluxo superior
JT e TA	Fma	<i>Floatstone</i> oncolítico maciço	<i>Floatstone</i> maciço, com presença de oncóides e ocorrências de bivalves inteiros.		Produto de decantação de lama carbonática, em ambiente de águas calmas, associado à crescimento microbial afetado por correntes esporádicas.
JT e TA	M	Microbialito	Microbialitos dômicos, contendo oncóides na base e silicificação na porção central da camada.	<b>Lâmina TA-1G:</b> <i>rudstone</i> oolítico com intraclastos, apresentando cimentação carbonática e drusiforme; arenito grosso e anguloso com matriz lamosa corta o pacote de oóides envelopando bivalves e ostracodes, de matriz espática.	Precipitação carbonática induzida por atividade microbial em águas rasas.
JT e TA	Rma	<i>Rudstone</i> oncolítico maciço	<i>Rudstone</i> maciço, por vezes com o topo ondulado; apresenta oncóides e bivalves e pode estar associada a níveis de brecha com arranjo em <i>fitting</i> (fácies Bf) e diques clásticos; localmente possui intensa silicificação.	<b>Lâmina TA-1Fa:</b> oncóides micritizados envelopando fragmentos de bivalves, com porções silicificadas e com quartzina (diagenético); presença de algas verdes, bivalves, ostracodes, pirita framboidal e glauconita.	Retrabalhamento de comunidades microbiais e bivalves em condição de águas agitadas.
JT e TA	Bf	Brecha apresentando arranjo em <i>fitting</i>	Brecha apresentando arranjo encaixado do tipo <i>fitting</i> . Estas camadas são sustentadas por grãos angulosos; ocorrem associadas a diques clásticos.	<b>Lâmina TA-1F:</b> <i>mudstone</i> sendo brechado por arenito fino	Evento episódico, possivelmente sísmico, que produziu fraturamento, fluidização e retrabalhamento da camada.
<b>Fácies siliciclásticas</b>					
JT e TA	Aah	Arenito com acamamento heterolítico	Fácies heterolíticas caracterizadas por proporções variadas de siltito avermelhado laminado e arenito fino rosado; níveis pouco a muito bioturbados e presença de lenhos fósseis. Laminação do tipo <i>Swaley</i> também pode ocorrer em alguns níveis.	<b>Lâmina TA-1H:</b> Arenito médio intercalado com camadas de siltito; acamamento tipo <i>flaser</i> .	Alternância dos processos de tração e decantação com eventual presença de deposição por fluxo combinado associado à eventos de tempestade.
TA	Ama	Arenito maciço	Arenito fino a médio, com granocrescência ascendente ocasionalmente apresentando fragmentos de bivalves e restos de peixes.	<b>Lâmina JT-1A:</b> arenito fino, com grãos angulosos, bem selecionados; presença de fragmentos de bivalves e oncoides envelopando fragmentos de bivalves, dispersos na matriz micrítica.	A deposição de arenito e siltito em meio aos calcários pode indicar a entrada de material terrígeno na plataforma carbonática. O caráter maciço do arenito pode estar associado à obliteração de estruturas pré-existentes.
JT	F	Folhelho	Camada tabular decimétrica de folhelho cinza.		Produto de decantação em águas calmas e possivelmente com baixos teores de oxigênio.

### 5.3 Geoquímica de elementos maiores e traço e análise do sinal isotópico de C e O

A análise de elementos maiores, menores e traço é extremamente importante para a aferição do sinal isotópico primário das amostras estudadas. Com as razões elementares Mn/Sr, Fe/Sr e Mg/Ca, é possível analisar parâmetros como grau de alteração diagenética, dolomitização e alterações intempéricas. A tabela 4 abaixo sintetiza estes dados.

**Tabela 4:** Concentrações elementares e razões geoquímicas das amostras coletadas da Formação Teresina.

Amostra	Ca (%)	Mg (%)	Si (%)	Al (%)	Fe (%)	Sr (%)	Mn (%)	Mn/Sr	Fe/Sr	Mg/Ca
TA-1A	10,62	0,2895	31,87	0,9897	0,1329	0,0338	0,0232	0,69	3,92	0,02
TA-1B	5,5746	3,311	24,461	5,9329	1,9724	0,0338	0,0465	1,37	58,31	0,59
TA-1C	19,011	3,0276	15,514	2,1593	1,0072	0,0507	0,0697	1,37	19,85	0,16
TA-1D	34,041	1,2424	4,4967	0,4604	0,1259	0,0676	0,0697	1,03	1,86	0,04
TA-1E	20,169	0,3317	22,241	0,1217	0,0629	0,0507	0,0232	0,46	1,24	0,02
TA-1F	3,8093	1,2665	30,192	5,79	1,5178	0,0169	0,0155	0,91	89,75	0,33
TA-1G	32,89	0,398	6,7311	0,6351	0,2658	0,0761	0,0542	0,71	3,49	0,01
TA-1H	3,3519	2,3461	28,284	6,0864	2,5809	0,0254	0,0465	1,83	101,74	0,70
TA-1I	9,0265	2,4727	24,054	4,8109	1,6716	0,0507	0,0542	1,07	32,95	0,27
TA-1J	6,5894	2,141	27,191	5,1655	1,6507	0,0507	0,0387	0,76	32,53	0,32
TA-1K	6,5037	1,8033	27,78	5,1761	1,189	0,0592	0,0387	0,65	20,08	0,28
TA-1L	4,3453	1,7128	29,663	5,6524	1,8395	0,0423	0,031	0,73	43,50	0,39
TA-1M	2,4014	1,8093	30,192	6,4304	2,2382	0,0423	0,0232	0,55	52,94	0,75
TA-1N	4,0309	1,8696	29,79	5,573	1,5248	0,0423	0,031	0,73	36,06	0,46
TA-1O	15,352	1,0434	20,89	3,4878	1,3709	0,0592	0,0465	0,78	23,16	0,07
TA-1P	4,9385	1,4354	36,67	0,8574	0,4896	0,0254	0,0232	0,91	19,3	0,29
TA-1Q	17,067	2,6476	17,038	3,2655	1,0282	0,0507	0,062	1,22	20,26	0,15
TA-1R	10,349	4,4328	22,016	3,5936	0,7764	0,0423	0,0387	0,91	18,36	0,43
TA-1S	12,972	4,5413	19,207	2,9426	1,1121	0,0423	0,0465	1,09	26,30	0,35
TA-1T	4,5669	0,6091	34,73	3,1067	1,238	0,0254	0,0155	0,61	48,80	0,13
TA-1U	24,757	0,4885	12,055	2,7944	1,0491	0,0592	0,0774	1,31	17,72	0,02
TA-1V	8,5548	1,8636	25,653	4,9009	1,6507	0,0338	0,0465	1,37	48,80	0,22

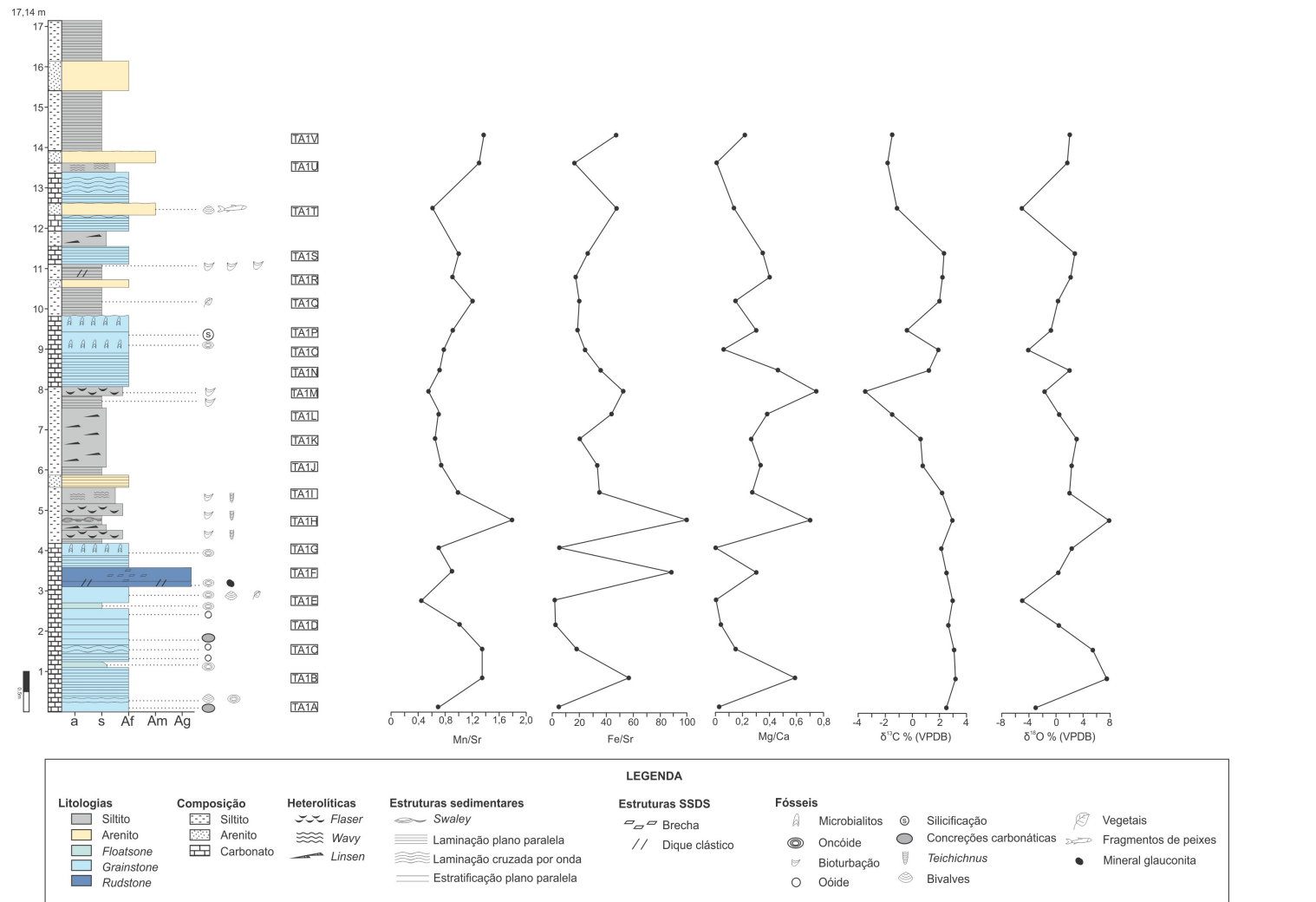
As razões Mn/Sr variam de 0,55 a 1,83, enquanto as razões de Fe/Sr variam de 1,24 a 101,74 e as razões Mg/Ca variam de 0,01 a 0,70. No geral, as curvas apresentam comportamento semelhante, com caráter variante entre valores mais positivos e valores mais próximos de zero.

Os valores isotópicos de C e O, analisados nas 22 amostras da seção colunar 1 estão apresentados na tabela 5.

**Tabela 5:** Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , obtidos para a seção colunar 1.

<b>Amostra</b>	<b><math>\delta^{13}\text{C}</math> ‰ (VPDB)</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}</math> ‰ (VPDB)</b>	<b>Fácies</b>
TA-1A	2,55	-3,06	Gma
TA-1B	3,15	7,80	Glp
TA-1C	3,07	5,46	Gls
TA-1D	2,70	0,46	Glp
TA-1E	2,97	-5,05	Fma
TA-1F	2,52	0,26	Bf
TA-1G	2,11	2,18	M
TA-1H	2,96	7,87	Aah
TA-1I	2,13	1,99	Aah
TA-1J	0,83	2,10	Aah
TA-1K	0,61	2,98	Aah
TA-1L	-1,68	0,53	Aah
TA-1M	-3,56	-1,71	Aah
TA-1N	1,22	2,05	Glp
TA-1O	1,95	-4,13	M
TA-1P	-0,42	-0,71	M
TA-1Q	2,08	0,12	Aah
TA-1R	2,16	2,13	Ama
TA-1S	2,30	2,81	Glp
TA-1T	-1,11	-5,17	Ama
TA-1U	1,91	-1,97	Aah
TA-1V	1,54	-2,01	Aah

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  variam entre -3,56 e +3,15 ‰PDB e os valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  variam entre -5,17 e +7,87 ‰. A figura 23 representa as curvas das razões elementares e das razões isotópicas para a seção colunar 1.

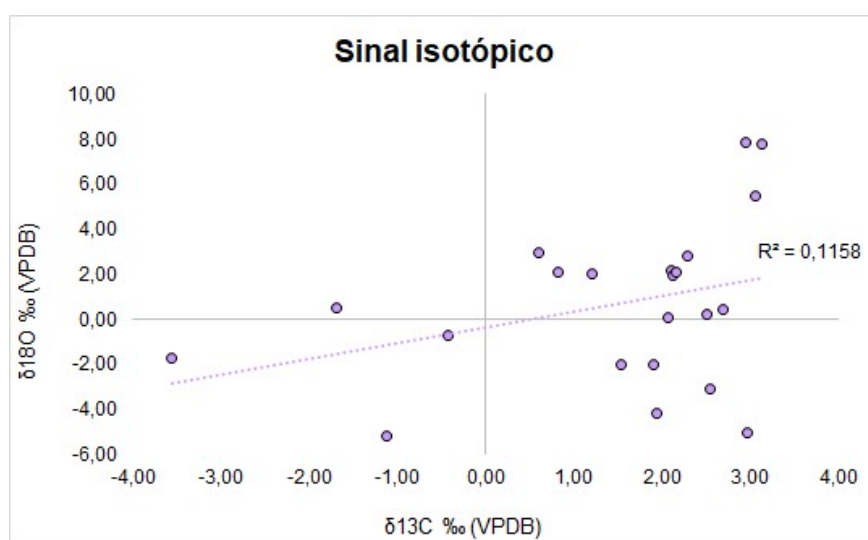


**Fig. 23:** Seção colunar 1 (Taguaí SP) com posicionamento estratigráfico das amostras e curvas de variação das razões isotópicas e das razões elementares.



Ao se comparar os dados da tabela 4 com os valores descritos por Kaufman & Knoll (1995) e Fimmel & Folmi, (2002), que interpretam valores de Mn/Sr < 10, Fe/Sr < 50 e valores  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  mais negativos que -10‰, como indicativos de amostras não alteradas, foi possível interpretar que as amostras TA-1B, TA-1F, TA-1H e TA-1M possivelmente não apresentam sinal primário preservado (considerando-se as razões de Fe/Sr). No entanto, para a análise do paleoambiente deposicional, todas as amostras serão consideradas, pois as outras razões analisadas não indicam significativa alteração.

Outro fator analisado na aferição do sinal primário é o coeficiente de variância entre as razões de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  (DERRY, 2010), como pode ser notado na figura 24. A covariância entre as duas curvas isotópicas é considerada muito baixa, o que também indica que as amostras estão com o sinal isotópico primário preservado.



**Fig. 24:** Gráfico  $\delta^{13}\text{C}$  por  $\delta^{18}\text{O}$  e grau de covariância ( $R^2$ ).

## 6. DISCUSSÕES

### 6.1 Aspectos diagenéticos

Nas rochas carbonáticas os principais processos diagenéticos responsáveis pela modificação da textura original ocorrem na fase diagenética rasa e profunda, ou seja, associados a ambientes marinhos de reduzida batimetria, ambientes meteóricos e em condições de soterramento (TUCKER & DIAS BRITO, 2017). Na diagênese rasa, os principais processos diagenéticos são a micritização, cimentação, neomorfismo, dolomitização, compactação física, silicificação, piritização, dissolução e dedolomitização. Enquanto que na fase de soterramento (diagênese profunda), os principais processos são a cimentação, compactação física e química e silicificação.

As rochas da Formação Teresina nas localidades de Taguaí – SP e Joaquim Távora – PR apresentaram como principais feições diagenéticas a micritização, cimentação, compactação física, silicificação e dissolução. Considerando a sucessão de eventos na fase diagenética inicial, supõe-se que primeiro ocorreu a precipitação de carbonatos em ambiente raso, com produção de bioclastos, oóides e oncóides que subsequentemente foram parcialmente submetidos ao desgaste microbial (micritização), possivelmente por ação de cianobactérias endolíticas (KHAN et al., 2019). A possível micritização (Fig. 20-C) foi identificada principalmente em oóides e oncóides, com algumas ocorrências em fragmentos de bivalves e ostracodes, nas microfácies arenito maciço, *grainstone* oolítico maciço, *rudstone* oncolítico maciço e *rudstone* oolítico com intraclastos.

O processo inicial de micritização foi sucedido por pronunciada cimentação carbonática que preencheu a porosidade primária intragranular e intergranular da microfácies de *grainstone* oolítico com bioclastos (Fig. 21-D, E e F). Segundo a análise petrográfica, constatou-se que o processo de compactação física (Fig. 22-B) não foi muito significativo, sendo representado principalmente por fraturas, preenchidas ou não, em algumas lâminas.

O processo de silicificação é tipicamente um produto da diagênese de soterramento (SCHOLLE & ULMER, 2003). Nas microfácies descritas, este processo foi verificado nas microfácies de *grainstone* maciço, *rudstone* oncolítico maciço e *grainstone* oolítico com bioclastos. Foi possível observar três fases de silicificação: a) franja pouco espessa contornando

os grãos em forma de fibras paralelas; b) fase constituída por quartzina preenchendo poros (calcedônia fibro-radial), e c) sílica microcristalina preenchendo poros. Também foi registrada silicificação bem cristalizada ao redor dos bioclastos na fácies *grainstone* oolítico com bioclastos (Fig. 21-D, E, F)

A dissolução é resultado 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 (WRIGHT et al., 1995). Esse processo é responsável pela formação de porosidade secundária nas rochas, sendo seletiva em relação ao arcabouço (controlada pela mineralogia individual dos grãos), no caso da eodiagênese. Nas rochas analisadas, a dissolução foi reconhecida nas microfácies *grainstone* oolítico maciço, *rudstone* oncolítico maciço, *grainstone* oolítico com bioclastos e *rudstone* oolítico com intraclastos (Fig.20-D). A porosidade secundária é encontrada, de forma geral, preenchida por cimento silicoso, com exceção da fácies *rudstone* oolítico com intraclastos em que se observa que a porosidade secundária existe na forma de *vugs* porosos (Fig.22-B).

Nas fácies *rudstone* oncolítico maciço ainda foi observada a presença de grãos de glauconita, sendo este um possível indicador de ambiente deposicional raso e marinho com baixa taxa de sedimentação (FLUGEL, 2010). Este mineral comumente se precipita durante a eodiagênese substituindo clastos ou preenchendo a porosidade existente.

Considerando os aspectos acima descritos, tem-se que a história diagenética das rochas analisadas (Fig. 25), engloba processos que ocorreram durante a eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. A eodiagênese se iniciou no substrato após a deposição, com o processo de micritização dos grãos bioclásticos, oóides e oncóides e posterior cimentação dos poros por calcita espática. Posteriormente com o soterramento, durante a mesodiagênese ocorreu a compactação física e a substituição de grãos carbonáticos e preenchimento de poros por calcedônia (resultante da percolação de fluidos ricos em sílica). Na telodiagênese houve a dissolução, gerando a porosidade secundária verificada.

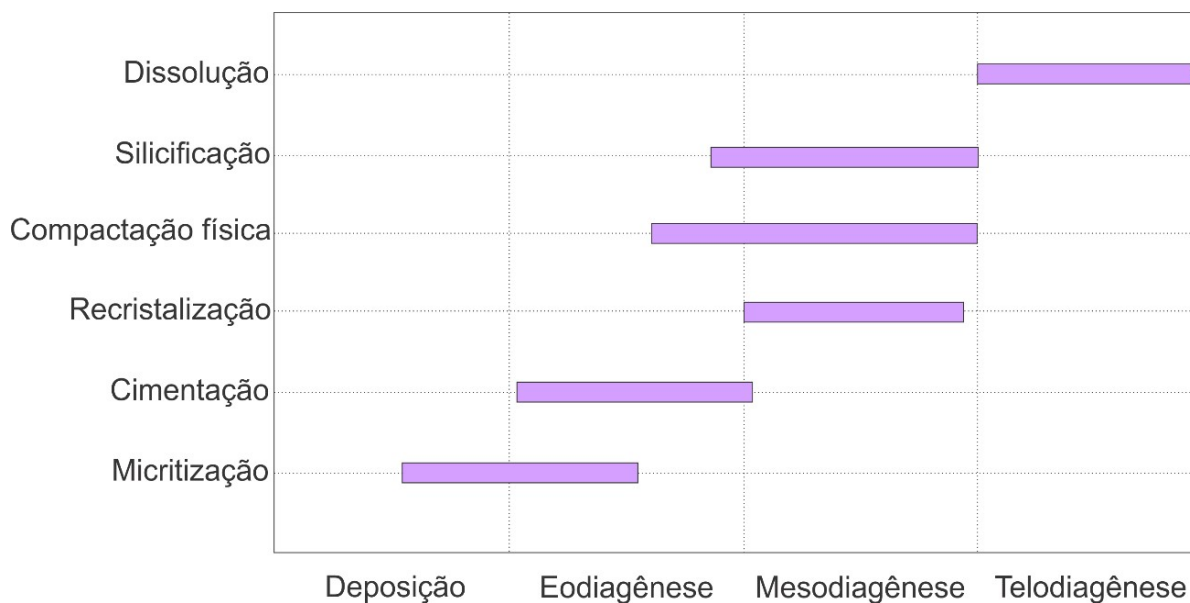


Fig. 25: História diagenética das rochas da Formação Teresina nas localidades estudadas.

## 6.2 Avaliação do sinal isotópico de C e O

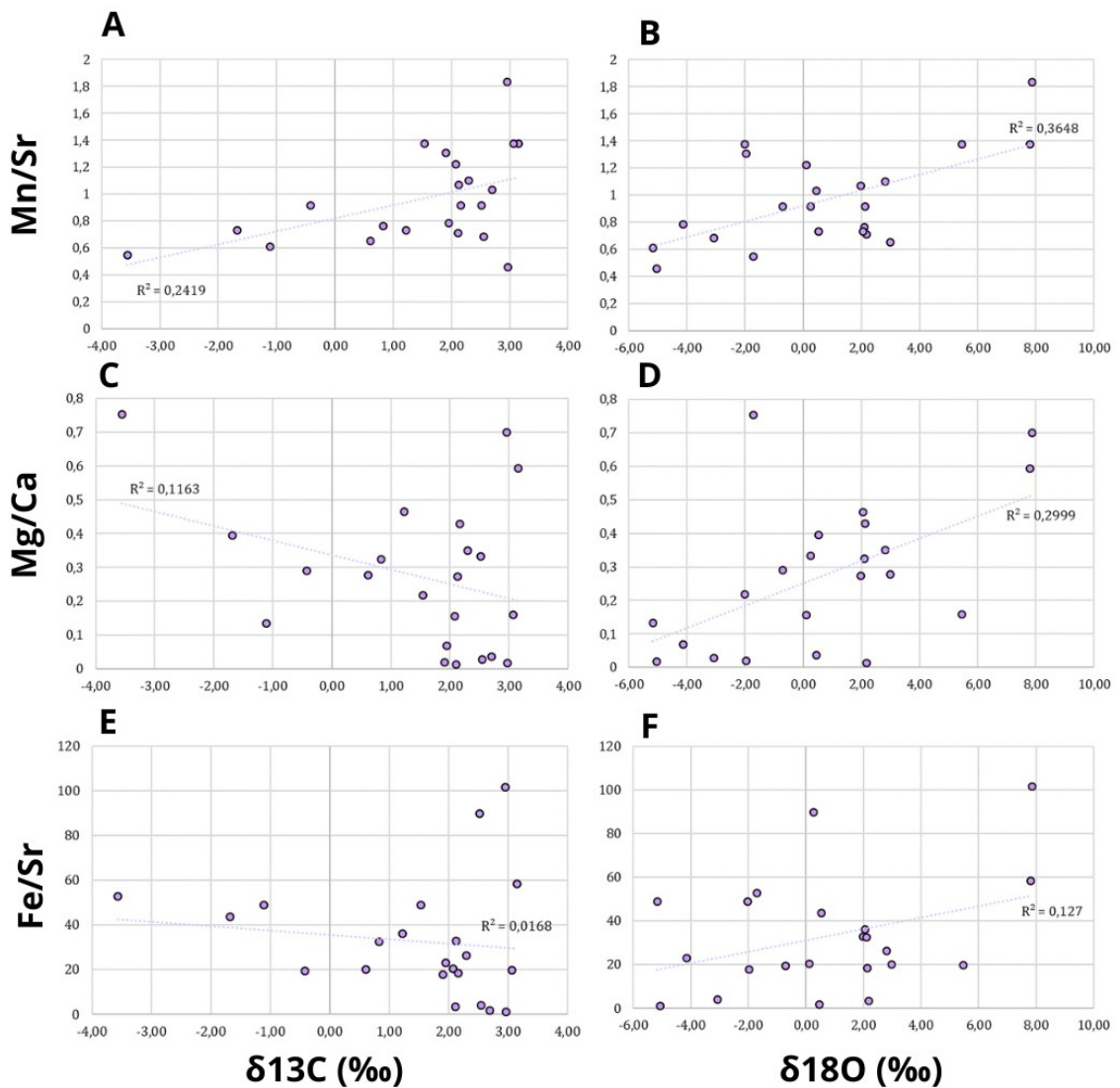
As análises de geoquímica elementar mostram que estas apresentam razões de Fe/Sr, Mn/Sr e Mg/Ca abaixo dos limites estabelecidos na literatura, indicando que o sinal isotópico original se encontra preservado em todas as amostras analisadas (BRAND & VEIZER, 1980; DERRY et al., 1994; NARBONNE et al., 1994; FOLLING & FRIMMEL, 2002).

Observa-se na Figura 22 que as razões elementares, principalmente de Fe/Sr, apresentam um aumento na amostra TA-1F, referente a fácies de brecha. Estratigraficamente acima do nível em que esta amostra foi coletada, ocorrem picos fortemente positivos nas razões Mn/Sr, Fe/Sr e Mg/Ca. Este aumento nas razões coincide com a entrada de material terrígeno indicado pela presença de rochas heterolíticas (litotipos tipicamente apresentando teores de Al mais elevados), o que pode inferir aumento na contaminação de carbonatos por argilominerais, além de dolomitização (Mg/Ca) e recristalização por diagênese (LIU et al., 2013). Acima do intervalo dominado por fácies heterolíticas, as razões elementares se mantêm estáveis até o final da sucessão analisada, com apenas algumas pequenas variações provavelmente associadas à intercalação de carbonatos e rochas com alguma contribuição siliciclástica. As exceções são as

razões Mg/Ca, que em toda a curva apresenta alguns picos em intervalos carbonáticos definidos, indicando possível dolomitização seletiva (Fig. 21-D e Fig.22-E).

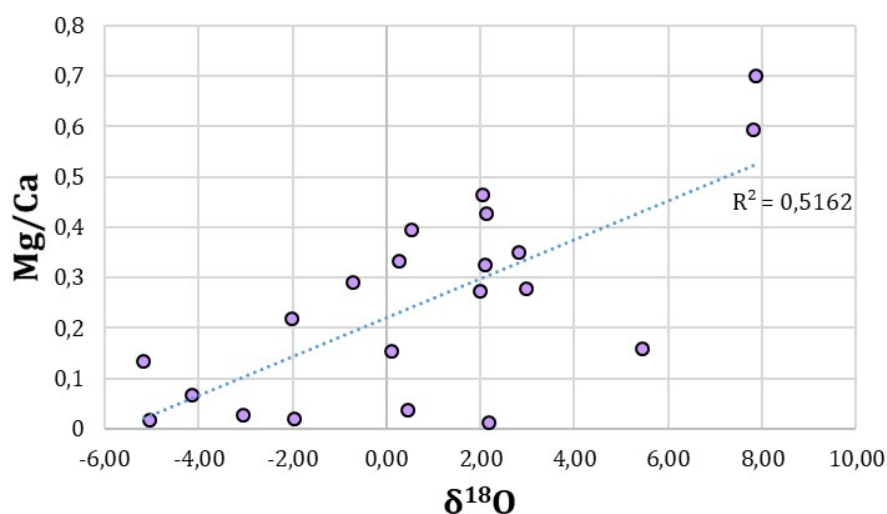
De acordo com os resultados apresentados na Figura 26, nota-se que a covariância entre dados de isótopos de C e O também é bastante negativa, confirmando os dados de geoquímica elementar que indicam pouca, ou nenhuma alteração do sinal isotópico original.

Devido a ação de processos pós-deposicionais modificarem (comumente diminuïrem) os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  e aumentarem as razões Mn/Sr (BRAND & VEIZER, 1980; NARBONNE et al., 1994; FOLLING & FRIMMEL, 2002; PANDIT et al., 2003), em caso de alteração, se esperaria forte correlação negativa para  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  vs Mn/Sr (Fig. 25 A e B), o que não é verificado. Deste modo, os baixos valores obtidos para a razão Mn/Sr e para o coeficiente de correlação em ambos os casos, descartam a possibilidade de alteração pós-deposicional significativa.



**Fig. 26:** Gráficos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  vs. Mn/Sr, Mg/Ca e Fe/Sr para as amostras analisadas.

No entanto, é importante ressaltar que a dolomitização tende a aumentar as razões de Mg/Ca (DERRY et al., 1994). Caso tenha esta tenha origem meteórica, esse processo tende a tornar os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  mais negativos (PANDIT et al., 2003), ao passo que se a origem for evaporativa, o processo tende a tornar os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  mais positivos. Observa-se na Fig. 26-D que as amostras apresentam tendência a valores progressivamente mais positivos, indicando possível dolomitização evaporativa. Quando a amostra TA-1M é retirada da análise (Fig. 27), esta tendência se torna mais clara, à medida que esta apresenta valores de Mg/Ca próximos a 0,8.

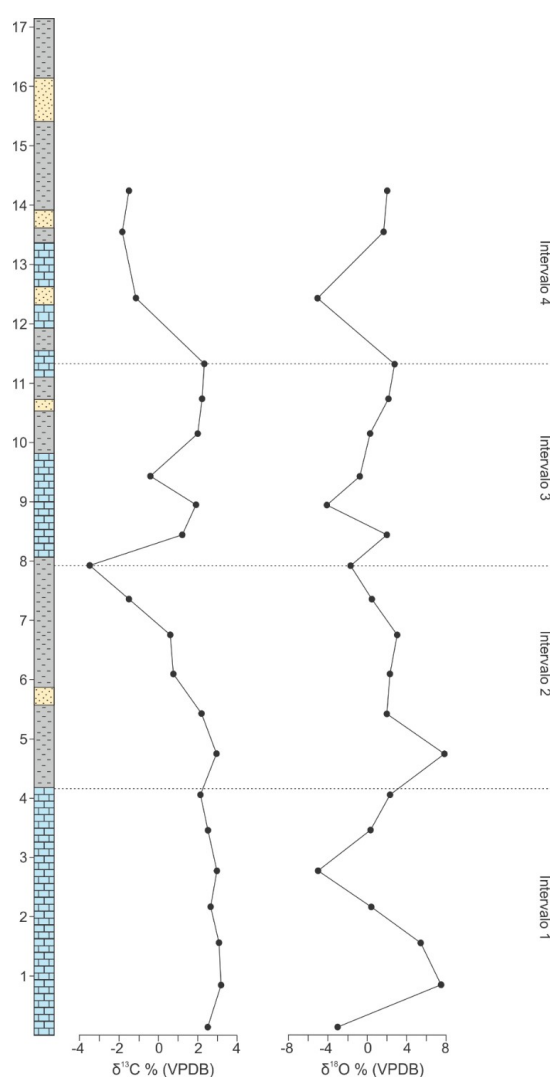


**Fig. 27:** Gráfico  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  vs. Mg/Ca removendo a amostra TA-1M.

As razões isotópicas de carbono e oxigênio da Formação Teresina referentes às amostras coletadas na seção da pedreira da mineração Gobbo em Taguaí – SP, foram subdivididas em quatro intervalos distintos (Fig. 28). O intervalo 1, correspondente à porção inferior da seção, é constituído por rochas carbonáticas, e apresenta valores de  $\delta^{13}\text{C}$  homogêneos entre 2‰ e 3,5‰ e valores de  $\delta^{18}\text{O}$  variando entre -7‰ a 8‰. O intervalo 2, corresponde ao intervalo em que predomina fácies heterolíticas indicativas da entrada de material terrígeno no sistema. Este nível estratigráfico apresenta valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  mais negativos chegando até -3,5‰ e -2‰, respectivamente. No intervalo 3 são observadas oscilações nas razões, de -3‰ a +3 ‰ no caso do  $\delta^{13}\text{C}$  e de -4‰ a 3,5 ‰ para o  $\delta^{18}\text{O}$ . Essas oscilações podem ser explicadas pela existência de intercalações das fácies heterolíticas com as fácies carbonáticas. O intervalo 4 apresenta valores de  $\delta^{13}\text{C}$  decrescentes e os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  apresentam oscilação pronunciada.

Os valores mais positivos de  $\delta^{13}\text{C}$ , presentes nos intervalos 1 e 3, podem estar associados à alta taxa de soterramento da matéria orgânica (GROTZINGER et al., 1995). Nos intervalos 2 e 4, quando esses valores se tornam mais negativos, há relação com a presença de fácies mais terrígenas em intercalação com as fácies carbonáticas, podendo indicar uma alteração nos valores isotópicos devido à maior suscetibilidade à interação fluido-rocha nessas condições.

A curva isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  indica que todos os intervalos definidos apresentam oscilações nas razões aferidas, no entanto, a tendência destas geralmente é positiva. Essa tendência positiva poderia indicar que os carbonatos teriam sido precipitados em ambiente com aumento progressivo de salinidade, resultante da alta taxa de evaporação em um clima mais árido. A alta taxa de evaporação do ambiente também é sugerida pela razão  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  vs. Mg/Ca (Fig. 27), e pela presença de dolomitização seletiva e cimentação por quartzina.



**Fig. 28:** Variação das curvas de isótopos de C e O da Formação Teresina na seção colunar adquirida na pedreira da mineração Gobbo em Taguaí – SP.



### 6.3 Reconstituição do paleoambiente deposicional

As fácies e microfácies sedimentares da Formação Teresina descritas em ambas as seções levantadas, indicam clara deposição em um sistema de plataforma/rampa carbonática mista com características costeiras de *foreshore*, *shoreface* e *offshore transition*.

As fácies presentes nas porções mais basais da unidade (Glp, Gls, Gma) indicam deposição em ambiente relativamente raso de *shoreface* superior sujeito a ação continuada de ação de orbitais de onda de tempo bom e fluxos de *swash* e *backwash* na zona de *foreshore*. A presença pontual de estratificação cruzada do tipo *Swaley* em fácies de *grainstones* (Gls, Aah), indica a ocasional ocorrência de eventos episódicos de tempestades em condições de *shoreface* inferior a *offshore transition* (PLINT, 1992). A presença da fácies Fma indica período de estagnação da água e decantação de lama carbonática abaixo do nível de base de ondas de tempo bom em *offshore transition*.

A presença de uma camada rica em oncóides micritizados e em bioclastos (fácies Rma), corresponde ao retrabalhamento de comunidades microbiais e conchas de bivalves em condições de *shoreface* inferior a *offshore transition*. Neste nível estratigráfico ocorre a intercalação de brechas *in fitting* (fácies Bf), associada à diques clásticos, sugerindo aumento de energia no sistema devido a possíveis eventos sísmicos responsáveis pelos fraturamento, fluidização e retrabalhamento da referente fácies. A presença de fácies de *grainstone* oncolítico (fácies Glp) acima da brecha, indica o retorno às condições de retrabalhamento por ondas em condições de *shoreface*.

A ocorrência de oncóides e fácies de microbialitos laminados (M), sugere precipitação carbonática induzida por atividade microbiana em águas rasas em condição de alto *stress* ecológico. Como anteriormente frisado, dados geoquímicos elementares e de isótopos de C e O, além da presença de *vugs* preenchidos ou não por quartzina, indicam clara aridização e aumento da temperatura e salinidade do ambiente.

A presença de grãos de quartzo em fácies de microbialitos indica contaminação pela entrada de material siliciclástico. O aumento na entrada de terrígenos estratigraficamente acima do intervalo em que ocorrem as fácies microbialíticas é evidenciado pela presença de fácies heterolíticas e finas depositadas por decantação, indicando deposição em ambiente de *offshore*

*transition*. A partir da entrada de material siliciclástico, foi possível aferir que os valores de isótopos de C e O decresceram, indicando a possibilidade de alteração diagenética dos carbonatos, assumindo valores autigênicos de poro, possivelmente influenciados por degradação da matéria orgânica. Neste nível estratigráfico, a quantidade de bioturbação das camadas também é drasticamente reduzida, sendo encontrado apenas níveis pouco a muito bioturbados por esparsos traços de *Planolites*, *Paleophycus* e *Teichichnus* sp., além de lenhos fósseis.

O retorno da deposição em condições de *shoreface* é sugerido pela presença de carbonatos microbialíticos laminados apresentando valores indicativos de elevação da taxa de produtividade orgânica (Intervalo 3). Neste nível estratigráfico, o aumento dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e a covariância das razões Mg/Ca por  $\delta^{18}\text{O}$  também indica que a taxa de evaporação aumentou. A relativa ausência de bioturbação (que quando ocorre, apresenta formas bastante diminutas), presença marcante de fácies microbiais, acrescida à elevada taxa de evaporação indicada pelos isótopos de  $\delta^{18}\text{O}$ , sugere que o ambiente também estava se tornando progressivamente mais salino e árido.

A ocorrência de glauconita é comumente interpretada como produto de condições marinhas (AMOROSI, 1995), no entanto, essa também pode indicar deposição em águas rasas e salinas (EL ALBANI et al., 2005). Deste modo, podemos inferir que a presença deste mineral nas fácies Rma, associadas às maiores razões Fe/Sr, acrescida à precipitação de quartzina nas fácies Rma e Glp, também podem ser indicativos de deposição em águas rasas, em ambiente salino em clima mais árido.

A abundância de fácies de águas rasas somada a possível salinidade, sugere que ocorreu um confinamento do corpo d'água da bacia.

A partir do Permiano Médio até o início do Triássico, ocorreram eventos tectônicos muito importantes, tais como a orogenia Sanrafaélica dos Andes (NEWELL, 1973) e a Cabo-La Ventana, relacionada a reflexos finais da colisão das placas da Patagônia e Sul-Americana (MILANI & RAMOS, 1998).

A hipótese do confinamento corrobora com o quadro paleogeográfico do Permiano terminal, o qual a Patagônia teria colidido com o Gondwana e encerrado a conexão marinha da Bacia do Paraná. Assim, o Grupo Passa Dois se insere em um contexto deposicional com caráter progradante na Sequência Gondwana I (LAVINA, 1991), fortemente continentalizado.

A Fig. 29 representa o modelo do paleoambiente deposicional definido neste trabalho.

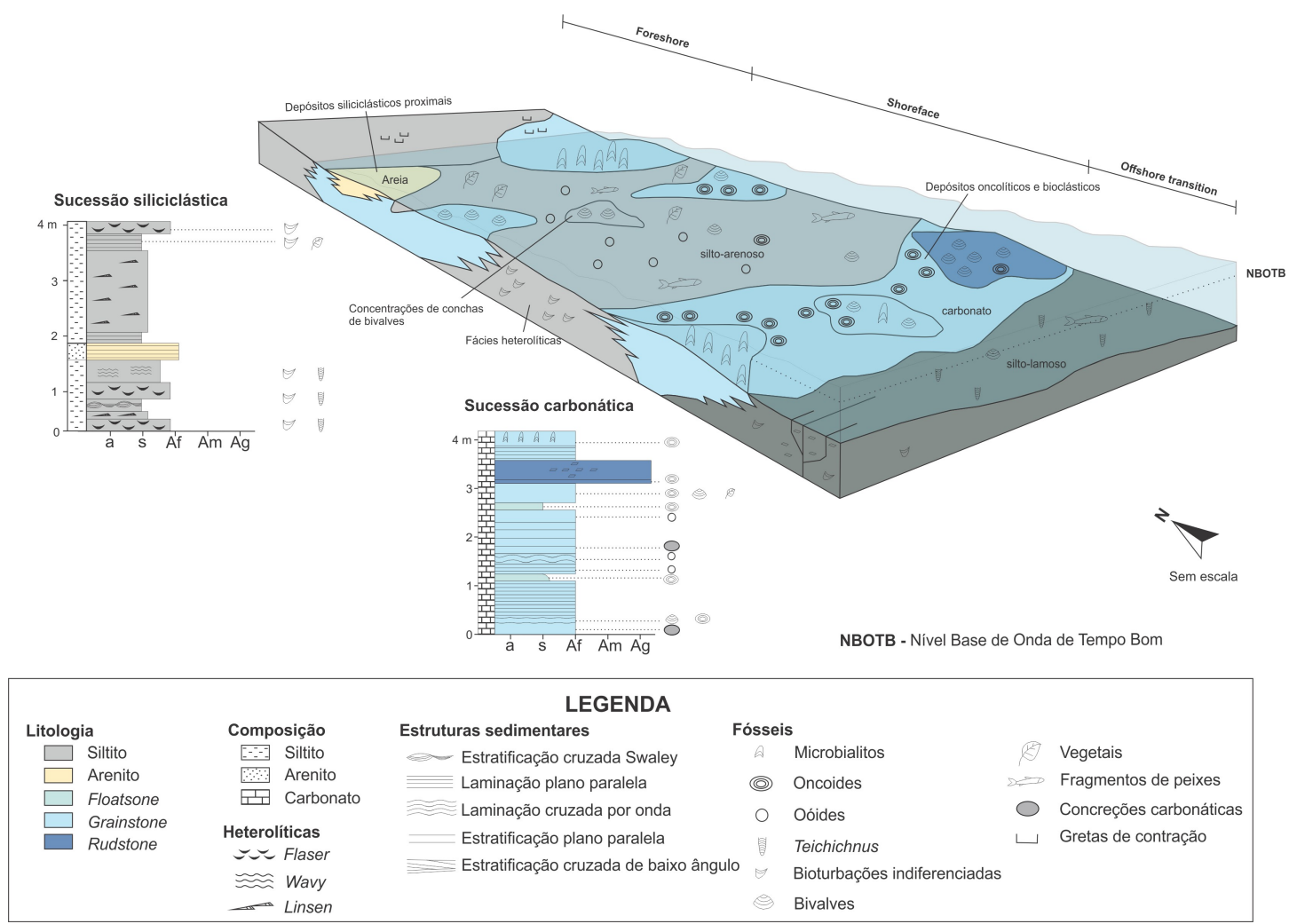


Fig. 29: Modelo representativo do ambiente deposicional da Formação Teresina, Bacia do Paraná, nas localidades de Taguaí - SP e Joaquim Távora - PR.

## 7. CONCLUSÕES

- 1) Na região de Taguaí – SP e Joaquim Távora – PR, a Formação Teresina apresenta espessura de aproximadamente 40 metros e é constituída predominantemente por carbonatos diversos (majoritariamente dolomíticos), fácies microbialíticas e rochas heterolíticas;
- 2) Nas seções estudadas foram descritas 11 fácies sedimentares, sendo elas: *grainstone* com laminação plano paralela, *grainstone* com laminação cruzada por onda, *grainstone* maciço, *grainstone* com estratificação cruzada de baixo ângulo, *floatstone* oncolítico maciço, microbialitos diversos, *rudstone* oncolítico maciço, brecha apresentando arranjo em *fitting*, arenito com acamamento heterolítico, arenito maciço e folhelho;
- 3) O restrito conteúdo fossilífero descrito nas seções estudadas se resume a bivalves diminutos, ostracodes anormalmente pequenos, restos fósseis de vegetais lenhosos e fósseis de Pteridófilas e fragmentos fosfáticos de peixes. A assembleia icnológica apresenta baixa diversidade e baixa abundância, ocorrendo apenas exemplares diminutos de *Planolites*, *Paleophycus*, possíveis *Arenicolites* e *Teichichmus*, este último sendo considerado um icnito indicador de moderada a alta salinidade, com influência marinha;
- 4) As razões elementares de Mn/Sr, Fe/Sr e Mg/Ca e a análise de covariância entre as razões isotópicas, indicam que, em geral, as amostras se encontram com o sinal primário preservado, ainda que os intervalos predominantemente mais siliciclásticos possam ter seus componentes carbonáticos mais alterados (considerando a tendência de diminuição de valores isotópicos nesses intervalos);
- 5) As razões isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  variam entre -3,56 e +3,15 ‰, indicando alta taxa de soterramento da matéria orgânica; e os valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  variam entre +7,87 e -5,17 ‰, sugerindo ambiente com aumento progressivo de salinidade, resultante da alta taxa de evaporação em clima árido;
- 6) A associação de fácies analisada, acrescida dos dados de geoquímicos indicam que a Fm. Teresina se depositou em uma rampa carbonática mista com características costeiras de *foreshore*, *shoreface* e *offshore transition*. Neste contexto, fácies terrígenas seriam

indicativas de entrada pontual de material siliciclástico, possivelmente devido a causas climáticas;

- 7) Diversos são os indícios de que a Formação Teresina tenha se depositado em ambiente de alta salinidade em clima árido, incluindo: i) Presença esparsa de icnofósseis anormalmente pequenos e pouco diversificados; ii) Presença de microbialitos em abundância; iii) Ocorrência de glauconita na fácies Rma, junto à precipitação de quartzina nas fácies Rma e Glp, e iv) Presença de valores de  $\delta^{18}\text{O}$  indicando elevada taxa de evaporação;
- 8) O predomínio de fácies de águas rasas, indícios de alta salinidade e disparidade nos valores isotópicos de O e C, sugerem que a deposição da Fm. Teresina ocorreu em um corpo d'água confinado com conexão restrita ou inexistente com o Oceano Panthalassa. Estas evidências corroboram com o quadro paleogeográfico do Permiano terminal, no qual a colisão do micro continente Patagônia contra o SW Gondwana teria encerrado a conexão marinha da Bacia do Paraná.



## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALESSANDRETTI, L., WARREN, L. V., MACHADO, R., NOVELLO, V. F., & SAYEG, I. J. Septarian carbonate concretions in the Permian Rio do Rasto Formation: birth, growth and implications for the early diagenetic history of southwestern Gondwana succession. *Sedimentary Geology*, 326, 1-15, 2015.
- AMARAL, S. E. Geologia e petrologia da formação Irati (Permiano) no Estado de São Paulo. *Boletim IGA*, 2, 03-81. 1971.
- AMOROSI, A. Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *J. Sediment. Res.*, B65, 419–425, 1995.
- BADARÓ, V. C. S. Paleobiologia e contexto deposicional de microbialitos silicificados da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) no centro do Estado de São Paulo. Dissertação de mestrado em Geotectônica – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.
- BADARÓ, V. C. S. Microbial Landscapes in the Permian Gondwana: Microbialite Beds of the Teresina Formation at the Northeast Border of the Paraná Basin, Brazil. *Ameghiniana* 58(6), 445-463, 2021.
- BANNER, J. L., & HANSON, G. N. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(11), 3123-3137. 1990.
- BERGUE, C. T.; SAUDADE, A. S. M., M.; NG, C. The Permian podocopids (Crustacea: Ostracoda) from the Serra Alta and Teresina formations, Paraná Basin, Brazil. *Micropaleontology*, v. 66, n. 4, p. 301–316, 2020.
- BRAND, U., & VEIZER, J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system; 2, Stable isotopes. *Journal of Sedimentary Research*, 51(3), 987-997. 1981.
- BOETIUS, A., RAVENSCHLAG, K., SCHUBERT, C. J., RICKERT, D., WIDDEL, F., GIESEKE, A., & PFANNKUCHE, O. A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. *Nature*, 407(6804), 623-626. 2000.
- BROECKER, W.S. & PENG, T.-S. *Tracers in the Sea*. EIdigio Press, New York, N.Y., 690 pp. 1982.
- CALÇA, C. P., & FAIRCHILD, T. R. Petrographic approach to the study of organic microfossils from the Irati Subgroup (Permian, Parana Basin, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 35, 51-61. 2012.
- CATUNEANU, O. *Principles of Sequence Stratigraphy*, Elsevier, 375p. 2006.
- DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 24, 359-412. 1970.
- DECLOEDT, F. E. A sucessão Serra Alta Teresina-Piramboia, no centro-sul do estado de São Paulo: um estudo de petrografia e minerais pesados. Monografia de Trabalho de Formatura (bacharelado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 2012.
- DE GIOVANI, W. F., SALATI, E., MARINI, O. J., & FRIEDMAN, I. Unusual isotopic composition of carbonates from the Irati Formation, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 85(1), 41-44. 1974.

- DERRY, L. A., KAUFMAN, A. J., & JACOBSEN, S. B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(3), 1317-1329. 1992.
- DERRY, L.A., BRASIER, M.D., CORFIELD, R.M., ROZANOV, A.Y., ZHURAVLEV, A.Y. Sr and C isotopes in Lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: A paleoenvironmental record during the “Cambrian explosion.” *Earth Planet. Sci. Lett.* 128, 671–681. 1994.
- DUNHAM, R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. 1962.
- DUQUE, J. M. Fácies Carbonáticas da Formação Teresina na borda centro-leste da Bacia do Paraná. *Mestrado Usp*, p. 82, 2012.
- EL ALBANI, A., MEUNIER, A., e FURSICH, F. Un- usual occurrence of glauconite in a shallow la- goonal environment (Lower Cretaceous, northern Aquitaine Basin, SW France). *Terra Nova*, 17, 537– 544. 2005.
- EMBRY, A. F., & KLOVAN, J. E. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian petroleum geology*, 19(4), 730-781. 1971.
- FANTON, J. C. M., RICARDI-BRANCO, F. S., & Rohn, R. D. Reinvestigação da conífera permiana *Krauselcladus* (Formação Teresina, Bacia do Paraná, Brasil): novas interpretações morfológicas e anatômicas. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 9(2), 221-234. 2006.
- FARIA, R. S.; RICARDI-BRANCO, F. S. *Lepidophylloides corumbataensis* sp. nov. from the Guadalupian in the Paraná Basin, southern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 160, n. 3–4, p. 135–142, 2010.
- FAURE, K., & COLE, D. Geochemical evidence for lacustrine microbial blooms in the vast Permian Main Karoo, Paraná, Falkland Islands and Huab basins of southwestern Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 152(3-4), 189-213. 1999.
- FLUGEL, E. *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, Interpretation and Application*. 2 edition. Springer. 2010.
- FOLLING, P.G., FRIMMEL, H.E. Chemostratigraphic correlation of carbonate successions in the Gariiep and Saldania Belts, Namibia and South Africa. *Basin Res.* 14, 69–88. 2002.
- GHILARDI, R. P. & SIMÕES, M. G. Foram os Bivalves do Grupo Passa Dois (Exclusiva Formação Rio do Rasto), Neopermiano, Invertebrados Tipicamente Dulcícolas? *Pesquisas em Geociências*, v. 29, n. 1, p. 83, 2002.
- GIANNINI, P. C. F. et al. Paleoventos E Paleocorrentes Subaquosas Do Sistema Depositional Pirambóia Nos Estados De São Paulo E Paraná, Bacia Do Paraná: Estudo Baseado Em Análise Estatística De Dados Azimutais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, n. 2, p. 282–292, 2004.
- GORDON Jr. M. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *DNPM/DGM, Notas Preliminares e Estudos*, 38, 19 p. 1947.
- GOROKHOV, I., SEMIKHATOV, M., BASKAKOV, A., KUTYAVIN, E., MELNIKOV, N., SOCHAVA, A., & TURCHENKO, T. Sr isotopic composition in Riphean, Vendian and Lower Cambrian carbonates from Siberia. *Stratigr Geol Correl* 3: 1-28. 1995.
- HAYES, J. M., STRAUSS, H., KAUFMAN, A. J. The abundance of <sup>13</sup>C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chemical Geology* 161, 103-125. 1999

- HEMMING, N. G., MEYERS, W. J., & GRAMS, J. C. Cathodoluminescence in diagenetic calcites; the roles of Fe and Mn as deduced from electron probe and spectrophotometric measurements. *Journal of sedimentary research*, 59(3), 404-411. 1989.
- HENDERSON, C.M., WARDLAW, B.R., DAVYDOV, V.I., SCHMITZ, M.D., SCHIAPPA, T.A., TIERNEY, K.E., e SHEN, S.Z. Proposal for base-Kungurian GSSP: Permophiles, no. 56, p. 8-21. 2012.
- 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.
- IZUMI, K.; NETTO, R. G.; LIMA, J. H. D. Microbe-mediated preservation of invertebrate fecal pellets: Evidence from the ichnofossil phymatoderma burkei, permian shallow-marine, teresina formation, Southern Brazil. *Palaios*, v. 30, n. 10, p. 771–778, 2015.
- KAUFMAN, A. J., JACOBSEN, S. B., & KNOLL, A. H. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters*, 120(3-4), 409-430. 1993.
- KAUFMAN, A. J., & KNOLL, A. H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian research*, 73(1-4), 27-49. 1995.
- KHAN, Z.; SACHAN, H.K.; AHMAD, A.H.M. & GHAZNAVI, A.A. Microfacies, diagenesis, and stable isotope analysis of the Jurassic Jumara Dome carbonates, Kachchh, Western India: Implications for depositional environments and reservoir quality. *Geological Journal*, 55(1): 1041-1061. 2019.
- KNAUTH, L. P., & KENNEDY, M. J. The late Precambrian greening of the Earth. *Nature*, 460(7256), 728-732. 2009.
- LAVINA, E.L. Geologia sedimentar e pelogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scytiano) da Bacia do Paraná. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado. 1991.
- LIMA, J. H. D., & NETTO, R. G. Trace fossils from the Permian Teresina Formation at Cerro Caveiras (S Brazil). *Revista Brasileira de Paleontologia*, 15(1), 5-22. 2012.
- LIU, C., WANG, Z., RAUB, T.D. Geochemical constraints on the origin of Marinoan cap dolostones from Nuccaleena Formation, South Australia. *Chem. Geol.* 351, 95–104. 2013.
- LUCAS, S.G., SHEN, S.Z. The Permian timescale: an introduction. In: Lucas, S.G., Shen, S.Z. (Eds.), *The Permian Timescale*. Geological Society of London, Special Publications vol. 450, pp. 1–19. 2017.
- MARTINS, C. M. S. Avaliação do efeito térmico de intrusões de diabásio sobre o querogênio presente em amostras de folhelhos negros coletadas em afloramentos da Formação Irati (Permiano), Bacia do Paraná-Brasil. 2018.
- MARANHÃO, M. D. S. A. Fósseis das formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo: subsídios ao conhecimento paleontológico e bioestratigráfico (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo). 1995.
- MATOS, S. A., WARREN, L. V., VAREJÃO, F. G., ASSINE, M. L., & SIMÕES, M. G. Permian endemic bivalves of the “Irati anoxic event”, Paraná Basin, Brazil: Taphonomical, paleogeographical and evolutionary implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 469, 18-33. 2017.

- 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. *Aleph*, 2006.
- 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. et al. Bacias sedimentares brasileiras - Cartas estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 183–205, 2007.
- MOORE, C.H. & WADE, W.J. Carbonate reservoirs: Porosity and diagenesis in a sequence stratigraphic framework 67. Newnes, Elsevier, 361 p. 2013.
- MORAES REGO L.F. A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. Rio de Janeiro. *Boletim Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, 46, 1-110. 1930.
- MURCHISON, R. I. LXII. First sketch of some of the principal results of a second geological survey of Russia: To the editor of the Philosophical Magazine. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 19(126), 417-422. 1841.
- NARBONNE, G.M., KAUFMAN, A.J., KNOLL, A.H. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the Windermere Supergroup, northwestern Canada: implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 1281–1292. 1994.
- NEREGATO, R., SOUZA, P. A. D., & 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*. Vol. 35, n. 2 (2008), p. 9-21. 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. Série Científica*, 10(3), 19-36. 2010.
- NEWELL, N. D. The very last moment of the Paleozoic Era. In: *The Permian and Triassic systems and their mutual boundary*. LOGAN A. & HILLS L. V. (eds) *Memoir of Canadian Society of Petrology Geologists*, 2: 1-10. 1973.
- NG, C. Estromatólitos Do Grupo Passa Dois, Permiano Da Bacia Do Paraná, Norte Do Estado Do Paraná E Sul Do Estado De São Paulo Christiano Ng. Unesp, p. 124, 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.
- PANDIT, M.K., SIAL, A.N., MALHOTRA, G., SHEKHAWAT, L.S., FERREIRA, V.P. C-, O-isotope and whole-rock geochemistry of proterozoic Jahazpur carbonates, NW Indian Craton. *Gondwana Res.* 6, 513–522. 2003.
- PATTERSON R.J. & KINSMAN D.J.J. Marine and continental groundwater sources in a Persian Gulf coastal sabkha. *Studies in Geology*, 4:381-397. 1977.
- PENG, T. H., BROECKER, W. S., FREYER, H. D., & TRUMBORE, S. A deconvolution of the tree ring based  $\delta^{13}\text{C}$  record. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 88(C6), 3609-3620. 1983.
- PLINT, A. G. et al. *Facies Models 4*. Edited by Noel P. James and Robert W. Dalrymple, *GEOtext* 5, 1992.

- RICHTER, M. A new xenacanthid shark (*Chondrichthyes*) from the Teresina Formation, Permian of the Paraná Basin, southern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 8, n. 2, p. 149–158, 2005.
- ROCHA, V.S. Análise Paleoambiental da Formação Teresina, Permiano da Bacia do Paraná (Brasil), e suas implicações paleoclimáticas. 88f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.
- RODRIGUES, R. Chemostratigraphy. In: KOUTSOUKOS, E.A.M. *Applied Stratigraphy*. Springer, Norwell, p. 165-178, 2005.
- RODRIGUES, G. B., & FAUTH, G. Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em ostracodes do Cretáceo: metodologias, aplicações e desafios. *Terrae Didactica*, 9(1), 34-49. 2013.
- ROHN, R., FAIRCHILD, T. R. Estromatólitos permianos em calcário eoquinoide do Grupo Passa Dois, nordeste do Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 58, n. 3, p. 433-44, 1986.
- ROHN, R. & LAVINA, E. L. Cronoestratigrafia do Grupo Passa Dois. In: Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná. p. 77-80. 1993.
- ROHN, R. Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná. Instituto de Geociências, p. 250, 1994.
- ROHN, R., & ROSLER, O. Middle to Upper Permian phytostratigraphy of the eastern Paraná Basin. *Revista da Universidade de Guarulhos*, 5, 69-73. 2000.
- ROHN R. A estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). In: Melo J.H.G., Terra G.J.S. (Eds.). *Correlação de Seqüências Paleozóicas Sul- Americanas. Ciência-Técnica-Petróleo, Exploração de Petróleo, Seção*, 20, 209– 218. 2001.
- ROHN R. The Passa Dois Group (Paraná Basin, Permian): investigations in progress. In: Workshop – Problems in the Western Gondwana Geology, South America–Africa Correlations: Du Toit revisited. Gramado, 2007. Extended Abstracts, Porto Alegre, UFRGS, Petrobras, 1, 151–157. 2007.
- RUZHENCEV, V. E., New data on the stratigraphy of the Carboniferous and Lower Permian of the Orenburg and Aktiubinsk Districts: Problems of Soviet Geology. no. 6, pp. 470-506. 1936.
- SALLUN FILHO, W., GHILARDI, R. P., e SILVA, L. H. S., & HACHIRO, J. Permian stromatolites associated with bivalve coquina beds—Angatuba, SP, Brazil (Teresina Formation, Paraná Basin). *Palaeontologia Electronica*, 15(1), 1-16. 2012.
- SANTOS, R. V., DANTAS, E. L., OLIVEIRA, C. G., de ALVARENGA, C. J. S., ANJOS, C. W. D., GUIMARÃES, E. M., & OLIVEIRA, F. B. Geochemical and thermal effects of a basic sill on black shales and limestones of the Permian Irati Formation. *Journal of South American Earth Sciences*, 28(1), 14-24. 2009.
- SCHIDLOWSKI, M., HAYES, J.M. & KAPLAN, I.R. Isotopic inferences of ancient biochemistries: carbon, sulfur, hydrogen and nitrogen. In: J.W. Schopf (Editor), *Earth's Earliest Biosphere: Its Origin and Evolution*. Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., pp. 149-186. 1983.
- SCHNEIDER R.L, MUHLMANN H., TOMMASI E., MEDEIROS, R. A.; DAEMON R. F. NOGUEIRA A. A. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, Anais, 1, 41-64. 1974.



- SCHOBEN, M., ULLMANN, C. V., LEDA, L., KORN, D., STRUCK, U., REIMOLD, W. U., & KORTE, C. Discerning primary versus diagenetic signals in carbonate carbon and oxygen isotope records: An example from the Permian–Triassic boundary of Iran. *Chemical Geology*, 422, 94-107. 2016.
- SCHOLLE, P.A. & ULMER-SCHOLLE, D.S. Color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis – Memoir 77. Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 474 p. 2003.
- SIMÕES M.G., ROCHA-CAMPOS A.C., ANELLI L.E. Paleocology and evolution of Permian pelecypod assemblages (Paraná Basin) from Brazil. In: Johnston P.A., Haggart J.W. (Eds.), *Bivalves – An Eon of Evolution- Paleobiological Studies Honoring Norman D. Newell*. University of Calgary Press, Calgary, 443-452. 1998.
- 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, n. 3, p. 142–166, 1974.
- TAVARES, T. M., & ROHN, R. First record of petrified Permian peccopterids from the Paraná Basin, Brazil (Corumbataí Formation, Passa Dois Group, northeastern State of São Paulo): morphology, anatomy and paleoecological implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 27(1), 60-73. 2009.
- TAVARES, T. M., ROHN, R., MERLOTTI, S. Caules permineralizados de Tietea e Psaronius na Bacia do Paraná (Formação Corumbataí, Permiano). *Pesquisas em Geociências*, 38 (2): 114-131. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil. 2011.
- TUCKER, M.E. & DIAS-BRITO, D. Petrologia sedimentar carbonática: iniciação com base no registro geológico do Brasil. Rio Claro, UNESP – IGCE, 208 p. 2017.
- VAREJÃO, F. G., WARREN, L. V., ALESSANDRETTI, L., RODRIGUES, M. G., RICOMINI, C., ASSINE, M. L., CURY, L. F., FALEIROS, F. M., SIMÕES, M. G. Late Permian siliceous hot springs developed on the margin of a restricted epeiric sea: Insights into strata-confined silicification in mixed siliciclastic-carbonate successions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 604. 2022,
- WALKER, R.G. & PLINT, A.G. Wave and storm dominated shallow marine systems. In: Walker R. G. & James N. P. (eds.) *Fácies models: responses to sea level change*. Ontario, Geological Association of Canada, p. 219-238. 1992.
- WALLMANN, K., ALOISI, G. The Global Carbon Cycle: Geological Processes. *Fundamentals of Geobiology*, chapter 3. 2012.
- WARREN, J. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52: 1-81. 2000.
- WARREN, L. V. et al. Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, n. 2, p. 213-227, 2008.
- WARREN, L. V., ASSINE, M. L., SIMÕES, M. G., RICCOMINI, C., & ANELLI, L. E. A Formação Serra Alta, Permiano, no centro-leste do Estado de São Paulo, Bacia do Paraná, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 45, 109-126. 2015.

- WEFER, G., BERGER, W. H., BIJMA, J., FISCHER, G. Clues to ocean history: a brief overview of proxies. In: Fisher, G. & Wefer, G. eds. Use of proxies in paleoceanography: Examples from South Atlantic. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. p. 1-68. 1999.
- WHITE, I.C., Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Rio de Janeiro: DNPM, 1988, Parte I, p: 1-300; Parte II, p: 301-617. 1908.
- WHITE, K. L.; CHAUBEY, I. Sensitivity Analysis, calibration and validations for a multisite and multivariable SWAT model. Journal of the American Water Resources Association, v. 41, n. 5, p. 1077–1089, out. 2005.
- WRIGHT, J., COLLING A., BEARMAN, G. Seawater: Its composition, properties and behavior. The Open University, Oxford, 168p. 1995.
- WÜRDIG-MACIEL, N. L. Ichtiodontes e Ichtiodorulitos (Pisces) da Formação Estrada Nova e Sua Aplicação na Estratigrafia do Grupo Passa Dois. Pesquisas em Geociências, 5(5), 7-166. 1975.
- YAMAMOTO, J. K., FAIRCHILD, T. R., BOGGIANI, P. C., MONTANHEIRO, T. J., ARAÚJO, C. C., KIYOHARA, P. K. & SOARES, P. C. A record of Permian subaqueous vent activity in southeastern Brazil. Nature, 438(7065), 205-207. 2005.