

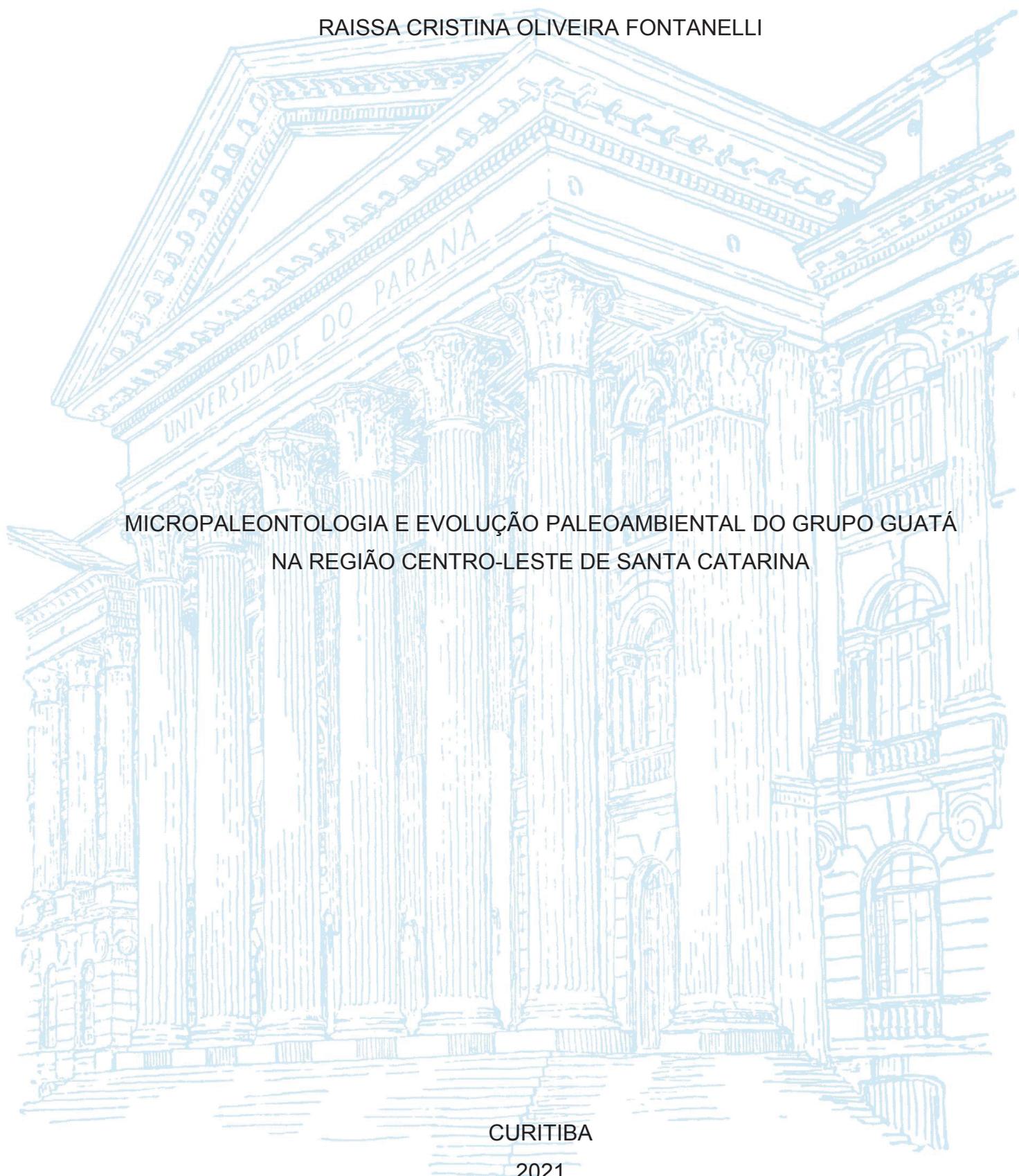
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

RAISSA CRISTINA OLIVEIRA FONTANELLI

MICROPALEONTOLOGIA E EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DO GRUPO GUATÁ  
NA REGIÃO CENTRO-LESTE DE SANTA CATARINA

CURITIBA

2021



RAISSA CRISTINA OLIVEIRA FONTANELLI

MICROPALEONTOLOGIA E EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DO GRUPO GUATÁ  
NA REGIÃO CENTRO-LESTE DE SANTA CATARINA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientadora: Profa. Dra. Cristina Silveira Vega

CURITIBA

2021

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR  
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

---

F679m Fontanelli, Raissa Cristina Oliveira  
Micropaleontologia e evolução paleoambiental do grupo guatá na  
região centro-leste de Santa Catarina [recurso eletrônico] / Raissa  
Cristina Oliveira Fontanelli – Curitiba, 2021.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências  
da Terra, Programa de Pós-graduação em Geologia.

Orientadora: Profa. Dra. Cristina Silveira Vega

1. Sedimentação. 2. Biofácies. 3. Geologia - Permiano. 4.  
Geologia - Bacia do Paraná. I. Universidade Federal do Paraná. II.  
Vega, Cristina Silveira. III. Título.

CDD: 551.303098162

---

Bibliotecária: Roseny Rivelini Morciani CRB-9/1585



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA -  
40001016028P5

## TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da dissertação de Mestrado de **RAÍSSA CRISTINA OLIVEIRA FONTANELLI** intitulada: **MICROPALEONTOLOGIA E EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DO GRUPO GUATÁ NA REGIÃO CENTRO-LESTE DE SANTA CATARINA**, sob orientação da Profª. Dra. CRISTINA SILVEIRA VEGA, que após terem inquirido a aluna e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 30 de Julho de 2021.

Assinatura Eletrônica

30/07/2021 20:59:51.0

CRISTINA SILVEIRA VEGA

Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

30/07/2021 14:40:56.0

CHRISTIANO NG

Avaliador Externo (PETRÓLEO S.A.)

Assinatura Eletrônica

03/08/2021 11:42:52.0

LUIZ CARLOS WEINSCHÜTZ

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DO CONTESTADO)

---

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA-CENTRO POLITÉCNICO-UFPR - CURITIBA - Paraná - Brasil  
CEP 81531-990 - Tel: (41) 3361-3365 - E-mail: posgeol@ufpr.br

Documento assinado eletronicamente de acordo com o disposto na legislação federal Decreto 8539 de 08 de outubro de 2015.

Gerado e autenticado pelo SIGA-UFPR, com a seguinte identificação única: 103734

Para autenticar este documento/assinatura, acesse <https://www.prppg.ufpr.br/siga/visitante/autenticacaoassinaturas.jsp>  
e insira o código 103734

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço à minha família, especialmente aos meus pais Izabel e Juarez, por todo o apoio sempre prestado aos meus estudos, sem o qual a realização desse trabalho não seria possível.

Agradeço à CAPES pelo financiamento da pesquisa por meio da concessão de bolsa de estudo e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná (PPGEOL/UFPR) pela oportunidade de desenvolvimento da pesquisa e auxílio na realização de atividades de campo.

Aos laboratórios e técnicos que trabalharam na execução das análises necessárias para a realização desse estudo. Ao Laboratório de Laminação (LAMIN) pela confecção das lâminas petrográficas e ao Laboratório de Pesquisa em Microscopia (LAPEM) pela estrutura oferecida. Também agradeço ao Centro de Microscopia Eletrônica (CME) pelas análises de MEV, que infelizmente não puderam ser completadas devido à pandemia. Ao Laboratório de Paleontologia do Departamento de Geologia da UFPR (LABPALEO) que forneceu grande parte da infraestrutura necessária para a pesquisa.

Agradeço imensamente aos colegas do LABPALEO e do PPGEOL/UFPR por todo o apoio e conselhos que ajudaram no aprimoramento do meu trabalho. Em particular, aos companheiros nas atividades de campo Geóloga Jennyfer C. P. Pietsch, Msc. Dhiego S. Cunha e Dra. Danielle C. B. Schemiko.

Aos Professores Dr. Robson T. Bolzon e Dr. Fernando F. Vesely pelos apontamentos que contribuíram no aprimoramento da pesquisa. Agradecimentos também à Profa. Dra. Francine Kurzawe pela ajuda em algumas das descrições e literatura.

Agradecimentos à Dra. Maria da Saudade Maranhão que me acolheu no Instituto Geológico - SP e que com toda a paciência e dedicação me ajudou na preparação das amostras para micropaleontologia. Igualmente, ao Dr. Christiano Ng que diversas vezes me ajudou a sanar dúvidas sobre a análise e preparação do material. Por último, agradecimentos à orientadora Profa. Dra. Cristina S. Vega por toda disponibilidade, dedicação, apoio e ensinamentos durante a realização da pesquisa.

*“No mistério do sem-fim equilibra-se um planeta...”*

Cecília Meireles

## RESUMO

Microfósseis de parede mineralizada são importantes no estudo de bacias sedimentares paleozoicas para compreender modificações paleoambientais e definir horizontes de correlação estratigráfica. Na Bacia do Paraná, o Grupo Guatá compreende uma sucessão pós-glacial depositada em paleoambientes transicionais durante o Eopermiano. Entretanto, esse intervalo tem uma carência de estudos sobre microfósseis de parede mineralizada. Então, para verificar o conteúdo micropaleontológico do Grupo Guatá foram descritos 12 afloramentos e coletadas 30 amostras em uma seção não-contínua de 290 m dos afloramentos próximos à cidade de Taió no estado de Santa Catarina. Os afloramentos foram descritos em relação a fácies e seções colunares foram levantadas. As amostras foram preparadas seguindo os procedimentos padrões de micropaleontologia e 18 amostras também foram selecionadas para a confecção de lâminas petrográficas. Classes quantitativas para a classificações em relação a abundância de microfósseis foram utilizadas para classificar as amostras conforme o número de espécimes recuperados: raro (1-5), comum (6-10) e abundante (11-15). Ademais, também foram delimitadas biofácies baseadas nas assembléias microfossilífera e em seu significado paleoambiental. A análise faciológica identificou quatro associações de fácies: planície-deltaica, *shoreface* inferior / transição para *offshore*, estuário e *offshore*. Em relação aos microfósseis, foram identificados foraminíferos, ostracodes, fitoclastos e fragmentos microscópico de vertebrados e seis biofácies foram delimitadas. Os foraminífero bentônicos identificados foram atribuídos aos *taxa* *Thuramminoides?* sp., *Plancentamina* sp., *Hyperamina* sp., *Rhabdammina* sp., *Earlandia* sp. e um miliolídeo. Os ostracodes compreendem cinco morfotipos e os fitoclastos identificados são de formato alongada e granular. As biofácies revelaram importante informações paleoambientais. O intervalo de estudo grada de condições tipicamente continental ou com alta influência continental, Biofácies A e B, para condições de ambientes marinho rasos, Biofácies C e D, de estuário, Biofácies E, e, finalmente, condições de *offshore*, característica da Biofácies F. Em relação a variações na abundância e diversidade, observou-se uma assembleia microfossilífera predominantemente de baixa diversidade e abundância ao longo de todo o Grupo Guatá. No entanto, notou-se um máximo de diversidade de espécies de foraminíferos bentônicos nos depósitos de *shoreface* inferior / transição para *offshore* da Formação Rio Bonito e outro máximo de abundância de foraminíferos aglutinantes no intervalo superior dos depósitos estuarino da Formação Rio Bonito. Sobre o potencial bioestratigráfico dos microfósseis identificados, nenhum dos *taxa* de foraminíferos descritos apresentam bom potencial para correlações, devido a terem uma ampla ocorrência temporal. Entretanto, eles podem ser úteis em zoneamento de escala regional. Em relação aos outros grupos de microfósseis, ostracodes, fragmentos de vertebrados, e fitoclastos, não foi possível classificá-los adequadamente. Dessa forma, a partir do estudo do arcabouço micropaleontológico do Grupo Guatá e a análise da distribuição estratigráfica desses microfósseis foi possível estabelecer que os microfósseis, em especial os foraminíferos bentônicos, constituem um bom *proxy* para compreender melhor a transgressão pós-glacial registrada no Permiano Inferior da Bacia do Paraná.

**Palavras-chave:** Biofácies, Permiano, Bacia do Paraná.

## ABSTRACT

Mineral-walled microfossils are relevant in studies of Paleozoic basins to understand paleoenvironmental modifications and define stratigraphic correlation horizons. In Paraná Basin, the Guatá Group is a postglacial succession of transitional and marine paleoenvironments of Eopermian age. However, this interval has a lack in the study of mineral-walled microfossils. So, to verify the micropaleontological content of Guatá Group, we described 12 outcrops and collected 30 samples in a non-continuous 290 m section from exposures near the city of Taió in Santa Catarina state. The outcrops are described in terms of facies, and vertical profiles were constructed. We prepared the samples following standard micropaleontological techniques, and 18 samples were selected to prepare thin sections. Quantitative classes for abundance classification were delimited based on the number of specimens retrieved: rare (1-5), common (6-10), and abundant (11-15). Moreover, biofacies were delimited based on the microfossiliferous assemblages and their paleoenvironmental significance. The facies analysis of the outcrops identified four facies association: delta-plain, lower shoreface/transition to offshore, estuarine, and offshore. We identified foraminifers, ostracods, fitoclasts, and phosphatic fragments and delimited six biofacies. The benthonic foraminifera identified are attributed to the taxa *Thuramminoides?* sp., *Placentammmina* sp., *Hyperammmina* sp., *Rhabdammina* sp., *Earlandia* sp., and a miliolid form. The ostracods compose five morphotypes, and the fitoclasts are of elongated and granular shapes. Thus, the six biofacies (A, B, C, D, E, and F) showed important paleoenvironmental information. The studied section graded from typical continental conditions or with relevant continental influence, Biofacies A and B, to marginal shallow marine conditions, Biofacies C and D, estuarine conditions, Biofacies E, and finally offshore conditions, Biofacies F. The overall microfossiliferous assemblage show a low diversity and abundance tendency, nevertheless it was observed a maximum of benthonic foraminifera's diversity at the lower shoreface / offshore transition deposits and an abundance's maximum of agglutinated foraminifera for the upper interval of the estuarine deposit of the Rio Bonito Formation. About the biostratigraphic potential of the microfossils, none of the identified foraminifera taxa have an excellent potential for correlations because they all have a long vertical range. However, they could be useful in local scale correlations. It was not possible to adequately classify the other microfossil groups, ostracods, vertebrate microscopic remains, and fitoclasts. Thus, identifying the micropaleontological content from Guatá Group and their stratigraphic distribution allows the establishment of mineral-walled microfossils, in special benthonic foraminifera, as an efficient proxy to trace the Lower Permian postglacial transgression registered in Paraná Basin.

**Keywords:** Biofacies, Permian, Paraná Basin.

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	18
FIGURA 2 – MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DO PARANÁ E LOCALIZAÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA BACIA DURANTE O PALEOZOICO SUPERIOR .....	22
FIGURA 3 – DIVISÕES LITOESTRATIGRÁFICAS ADOTADAS PARA O GRUPO GUATÁ NA FAIXA DE AFLORAMENTOS LESTE DA BACIA DO PARANÁ .....	24
FIGURA 4 – RELAÇÕES DAS SEQUÊNCIAS E LIMITES DE TERCERA ORDEM ADMITIDAS PARA O GRUPO GUATÁ.....	25
FIGURA 5 – CRONOESTRATIGRAFIA DAS FITOZONAS E PALINOZONAS DO PALEOZOICO SUPERIOR DA BACIA DO PARANÁ E CONSIDERAÇÕES PALEOCLIMÁTICAS.....	29
FIGURA 6 – DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS PRINCIPAIS GRUPOS DE FORAMINÍFEROS .....	32
FIGURA 7 – EXEMPLO DA DISTRIBUIÇÃO DE ASSEMBLÉIAS DE FORAMINÍFEROS PALEOZOICOS AO LONGO DE UM PERFIL COSTEIRO .....	33
FIGURA 8 – INTERVALO DE OCORRÊNCIA DOS PRINCIPAIS GRUPOS DE OSTRACODES NO PALEOZOICO.....	35
FIGURA 9 – EXEMPLO DA DISTRIBUIÇÃO DE OSTRACODES NA PLATAFORMA DURANTE O PALEOZOICO SUPERIOR .....	36
FIGURA 10 – COMPONENTES DE UM SISTEMA DELTAICO.....	39
FIGURA 11 – ENERGIA E MORFOLOGIA DOS DOIS MODELOS DE ESTUÁRIOS .....	40
FIGURA 12 – PERFIL BATIMÉTRICO E SUCESSÃO DE FÁCIES DAS ZONAS COSTEIRAS.....	43
FIGURA 13 – FLUXOGRAMA COM AS ETAPAS ENVOLVIDAS NO LEVANTAMENTO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DA PESQUISA.....	44
FIGURA 14 – ILUSTRAÇÃO DOS PROCEDIMENTOS DA PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS PARA MICROPALAEONTOLOGIA E TRIAGEM DOS MICROFÓSSEIS .....	48
FIGURA 15 – DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS MICROFÓSSEIS IDENTIFICADOS PARA O GRUPO GUATÁ.....	78
FIGURE 1 – PALEOGEOGRAPHY AND LOCATION OF THE STUDIED AREA.....	52

FIGURE 2 – GEOLOGICAL CONTEXT OF THE STUDIED INTERVAL .....	54
FIGURE 3 – FACIES ASSOCIATIONS AND PHOTOGRAPHS.....	58
FIGURE 4 – SEM AND PHOTOMICROGRAPHS OF FORAMINIFERS FROM THE RIO BONITO AND PALERMO FORMATION.....	60
FIGURE 5 – SEM AND PHOTOMICROGRAPHS OF OSTRACODS FROM THE RIO BONITO AND PALERMO FORMATIONS.....	61
FIGURE 6 – PHOTOMICROGRAPHS OF THIN SECTIONS.....	62
FIGURE 7– COMPOSITE SECTION WITH THE MICROFOSSILS, BIOFACIES AND FACIES ASSOCIATION IDENTIFIED FOR THE STUDIED SECTION.....	65

## LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – COORDENADAS DOS AFLORAMENTOS E RELAÇÃO DAS AMOSTRAS COLETADAS.....	45
TABELA 2 – RELAÇÃO DAS AMOSTRAS PROCESSADAS.....	46
TABELA 3 – RELAÇÃO DOS DADOS DE PALEOCORRENTES.....	46
TABLE 1 – FACIES CODE AND INTERPRETATION.....	56
TABLE 2 – BIOFACIES.....	63

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>13</b>
1.1 ANÁLISE DO PROBLEMA E MOTIVAÇÃO DA PESQUISA .....	14
1.2 OBJETIVOS .....	17
1.3 ÁREA E INTERVALO DE ESTUDO .....	17
1.4 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO .....	18
<b>2 BACIA DO PARANÁ</b> .....	<b>19</b>
2.1 GRUPO GUATÁ .....	23
2.1.1 Formação Rio Bonito .....	25
2.1.2 Formação Palermo .....	27
2.2 BIOESTRATIGRAFIA E CRONOLOGIA .....	27
<b>3 MICROPALEONTOLOGIA</b> .....	<b>31</b>
<b>4 SISTEMAS DEPOSICIONAIS TRANSICIONAIS</b> .....	<b>37</b>
4.1 DELTA .....	37
4.2 ESTUÁRIO .....	39
4.3 MARINHO RASO .....	42
<b>5 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>44</b>
5.1 TRABALHOS DE CAMPO E COLETA DAS AMOSTRAS .....	44
5.2 FÁCIES, ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES E BIOFÁCIES .....	45
5.3 PREPARAÇÃO MICROPALEONTOLÓGICA .....	46
5.4 LÂMINAS PETROGRÁFICAS E FOTOMICROGRAFIAS .....	48
7.5 TAXONOMIA .....	49
<b>6 RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	<b>50</b>
6.1 FIRST RECOGNITION OF MINERAL-WALLED MICROFOSSILS FROM THE EARLY PERMIAN GUATÁ GROUP IN THE PARANÁ BASIN (BRAZIL): BIOFACIES AND RESPONSE TO PALEOENVIRONMENTAL CHANGES .....	50
6.2 RESULTADOS E DISCUSSÕES COMPLEMENTARES .....	73

6.2.1 Taxonomia.....	73
6.2.2 Bioestratigrafia .....	77
<b>7 CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>79</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>81</b>
<b>ANEXO 1 – RELAÇÃO DAS SEÇÕES COLUNARES LEVANTADAS .....</b>	<b>93</b>
<b>ANEXO 2 – FORAMINÍFEROS E OSTRACODES .....</b>	<b>94</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Microfósseis de organismos compostos por carapaças mineralizadas, e.g. foraminíferos, conodontes e ostracodes, apresentam importantes aplicações em estudos paleoambientais, paleoecológicos e bioestratigráficos de bacias sedimentares paleozoicas (Scomazzon et al., 2016; Haig e Mory, 2016). Na Bacia do Paraná, a sequência pós-glacial representada pelos estratos depositados em ambientes transicionais e marinhos do Grupo Guatá registra importantes mudanças paleoambientais (Tognoli, 2006; Holz et al., 2010), porém seu conteúdo de microfósseis de carapaça mineralizada permanece desconhecido.

Composto pelas formações Rio Bonito e Palermo, o Grupo Guatá define a unidade sobrejacente aos depósitos glacio-influenciados e interglaciais do Grupo Itararé. A unidade base do Grupo Guatá, Formação Rio Bonito, registra o estabelecimento de condições pós-glaciais que sucedeu a LPIA (*Late Paleozoic Ice Age* – Glaciação do Paleozóico Superior) que recobriu grande parte do Gondwana e está registrada nos depósitos do Grupo Itararé (Isbell et al., 2003a). Dentro do intervalo compreendido pelo Grupo Itararé, ressaltam-se os trabalhos micropaleontológicos que identificam escolcodontes e conodontes (Ricetti e Weinschütz, 2011; Wilner et al., 2016) para o Folhelho Lontras, situado na base da Formação Rio do Sul – topo do Grupo Itararé (Schneider et al., 1974).

Responsável por conter os principais depósitos de carvão da bacia, a Formação Rio Bonito apresenta paleoambientes flúvio-deltaicos, estuarinos e marinhos (Tognoli, 2006; Holz et al., 2010) com um rico conteúdo fossilífero (Rocha-Campos, 1970; Souza, 2006; Iannuzzi, 2010). Sobrejacente, a Formação Palermo é definida por depósitos marinhos marcados por intensa bioturbação e apresenta o marco de máxima inundação de sequência de segunda ordem da bacia (Holz et al., 2010; Milani et al., 2010).

A despeito dos extensivos estudos focados no conteúdo palinológico do intervalo Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná que fornecem importantes dados sobre a idade e paleoambiente (Daemon e Quadros, 1970; Souza, 2006; Valdez Buso et al., 2019; Souza et al., 2021) pouco se sabe sobre os microfósseis de carapaça mineralizada que compõem esse mesmo intervalo.

Até o momento, o único relato para as rochas do Grupo Guatá, refere-se a relatórios técnicos resultantes de análises feitas a partir de poços perfurados no

estado de São Paulo. Nesse âmbito, os autores relatam para a transição entre o Grupo Itararé com a Formação Tatuí, esta equivalente ao Grupo Guatá, gêneros de foraminíferos, ostracodes e fragmentos de peixes (Paulipetro, 1981; 1982). Dessa forma, os microfósseis mineralizados do Grupo Guatá nunca foram adequadamente descritos e estudados.

Observa-se, então, que os microfósseis de carapaça mineralizada representam uma importante ferramenta que pode vir a auxiliar no refinamento da bioestratigrafia e dos paleoambientes da unidade. Almeja-se, portanto, investigar o conteúdo micropaleontológico através da identificação dos microfósseis recuperados e analisar sua distribuição estratigráfica a fim de verificar as implicações paleoambientais para o Grupo Guatá na faixa aflorante no Centro-Leste de Santa Catarina.

### 1.1 ANÁLISE DO PROBLEMA E MOTIVAÇÃO DA PESQUISA

A micropaleontologia estabeleceu de forma inequívoca a aplicação multidimensional de microfósseis na resolução de problemas nas geociências (Saraswati e Srinivasan, 2016). De tal forma que o uso de microfósseis é de vital importância para a indústria do petróleo e para o entendimento das mudanças climáticas. As aplicações da micropaleontologia são inúmeras e dentre elas estão o uso na bioestratigrafia e nas interpretações de paleoambientes.

O principal objetivo da micropaleontologia é o estudo dos microfósseis, todos os fósseis que necessitam de um microscópio para sua visualização (Armstrong e Brasier, 2005). Nesse contexto, observa-se uma separação entre o estudo dos microfósseis de carapaça orgânica com aqueles constituídos por carapaça mineralizada. Essa diferenciação ocorre devido aos métodos de preparação das amostras serem diferentes e mutuamente excludentes. A preparação para recuperação de microfósseis orgânicos requer o uso de ácidos que destroem os microfósseis de composição mineralizada. Enquanto, o método de recuperação mais comum de microfósseis mineralizados requer o ataque da amostra com água oxigenada, o que destrói os microfósseis de constituição orgânica (Antunes e Melo, 2001).

A importância dos microfósseis de carapaça mineralizada fica clara quando observamos que a maior parte dos GSSPs, *Global Boundary Stratotype Sections and*

*Points* – Seções e Pontos de Estratótipo de Limite Global, utilizados para definir o limite inferior de estágios na Carta Cronoestratigráfica Internacional são em sua grande maioria definidos a partir da primeira aparição de microfósseis (Balini et al., 2017). Mais especificamente no Permiano e Carbonífero todos os nove GSSPs ratificados para os estágios que compõem esses dois sistemas são definidos a partir do primeiro aparecimento de microfósseis, no qual oito GSSPs são definidos a partir de *taxa* de conodontes e um por foraminífero fusilinídeo (Cohen et al., 2020).

O entendimento de paleoambientes também é um papel importante da micropaleontologia. A análise dos microfósseis ajuda no reconhecimento da distribuição dos paleoambientes, o que por sua vez auxilia na interpretação da estratigrafia de sequências e nas reconstruções paleogeográficas e paleoclimáticas (Fleisher e Lane, 1999). Ao estudar assembléias fósseis de foraminíferos bentônicos, por exemplo, podemos obter informações sobre a profundidade de deposição, salinidade, circulação oceânica e clima. Já ostracodes são extremamente úteis em ambientes marinhos-marginais para a determinação de paleosalinidade e como indicadores climáticos devido à relação estreita entre a sua distribuição e temperatura (Armstrong e Brasier, 2005).

A necessidade de estudos micropaleontológicos focados no Paleozoico de bacias sul gondwânicas é notável. Ng e colaboradores (2019) ressaltam a necessidade de estudos nos estratos marinhos a fim de encontrar microfósseis passíveis de correlação global de modo a aprimorar a calibração entre as bacias da América do Sul e África, atualmente baseada principalmente em vertebrados fósseis encontrados nas sucessões continentais. Ferdinando (2001) também relata a escassez de estudos focados nas assembléias paleozoicas de foraminíferos da América do Sul e África, o que limita a correlação das assembleias encontradas nas bacias do oeste australiano com outras porções do Sul do Gondwana.

Estudos micropaleontológicos focados nos microfósseis de carapaça mineralizada já foram realizados anteriormente na Bacia do Paraná. Destaca-se o registro dos ostracodes mais antigos da bacia para a Formação Vila Maria atribuídos ao limite Ordoviciano Superior-Siluriano com ocorrência de táxon que sugere uma afinidade paleobiogeográfica com bacias do norte da África (Adôrno et al., 2016). No Devoniano, a Formação Ponta Grossa apresenta o registro de diversos grupos de microfósseis de carapaça mineralizada como ostracodes, escolecodontes, radiolários,

foraminíferos bentônicos arenáceos, quitinozoários e escolecodontes (Pinto e Purper, 1986; Cruz e Soares, 1996; Ng, 2013).

Os estratos do Paleozoico Superior da Bacia do Paraná também apresentam trabalhos micropaleontológicos concentrados principalmente na transição Carbonífero-Permiano e no Permiano Superior. Em relação ao Carbonífero e Permiano, o Grupo Itararé possui seus trabalhos micropaleontológicos focados em sua porção superior, Formação Rio do Sul, no qual são descritos para o Folhelho Lontras conodontes (Wilner et al., 2016), espículas de esponja (Mouro et al., 2012) e escolecodontes (Ricetti e Weinschütz, 2011) e a unidade sobrejacente, Grupo Guatá, ainda não apresenta pesquisas detalhadas a respeito, apenas relatórios técnicos. No Grupo Passa Dois, Permiano Superior, foram realizadas diversas pesquisas micropaleontológicas que relatam diversos gêneros de ostracodes, dentes e escamas de paleoniscídeos, espículas de esponja e foraminíferos bentônicos (Maranhão e Petri, 1996; Tomassi, 2009; Ng et al., 2019, Bergue et al., 2020).

O intervalo do Grupo Guatá, composto pelas formações Rio Bonito e Palermo, destaca-se por apresentar uma importância energética regional. Na Formação Rio Bonito ocorrem as maiores reservas de carvão mineral da bacia (Chaves, 2018). Além disso, um dos dois sistemas petrolíferos já descritos para a Bacia do Paraná tem como componente rochas da Formação Rio Bonito. O sistema petrolífero Irati – Rio Bonito e/ou Pirambóia tem os folhelhos betuminosos da Formação Irati como rocha geradora e os arenitos da Formação Rio Bonito e/ou Formação Pirambóia como as rochas reservatórios desse sistema (Morelato, 2017).

Entretanto, apesar da relevância da unidade, observa-se um hiato de estudos micropaleontológicos que abordem microfósseis de carapaça mineralizada neste intervalo estratigráfico. O único relato de microfósseis até o momento para o Grupo Guatá está presente em relatórios técnicos de poços perfurados no estado de São Paulo (Paulipetro, 1981;1982). Esses relatórios descrevem, para a transição Itararé – Guatá, foraminíferos aglutinantes, ostracodes e restos de peixes paleoniscídeos.

O Grupo Guatá, composto por rochas depositadas em paleoambientes transicionais-continentais, costeiros e marinho-rasos, é um intervalo chave para estudos de cunho sedimentar e micropaleontológico. Devido, principalmente, a esses ambientes registrarem diretamente as mudanças da linha de costa (Catuneanu, 2006) e nele ocorrerem diversos *taxa* de organismos que têm sua distribuição condicionada a fatores como luminosidade, salinidade, aporte de nutrientes e oxigenação.

Dessa forma, o intervalo referente as formações Rio Bonito e Palermo tem um alto potencial para estudos micropaleontológicos. Tanto para um estudo das assembléias de microfósseis para aprimorar o entendimento dos paleoambientes desse intervalo, quanto ao estudo e descrição dos microfósseis de modo a encontrar *taxa* de ocorrência global ou regional que permitam futuras correlações interbaciais e refinamento das idades.

## 1.2 OBJETIVOS

O objetivo principal do trabalho é identificar a assembleia microfossilífera do Grupo Guatá a fim de compreender melhor a evolução paleoambiental da unidade na área de estudo e suas implicações bioestratigráficas. Para alcançá-lo foram traçados os seguintes objetivos específicos:

- Identificar os microfósseis presentes no Grupo Guatá a partir da triagem micropaleontológica e análise de lâminas petrográficas;
- Realizar análise faciológica e definir as associações de fácies e paleoambientes no intervalo de estudo;
- Correlacionar os dados micropaleontológicos e estratigráficos de modo a interpretar a distribuição dos microfósseis no âmbito da evolução paleoambiental do intervalo de estudo;
- Compreender as implicações bioestratigráficas dos *taxa* encontrados a partir da verificação de suas distribuições estratigráficas.

## 1.3 ÁREA E INTERVALO DE ESTUDO

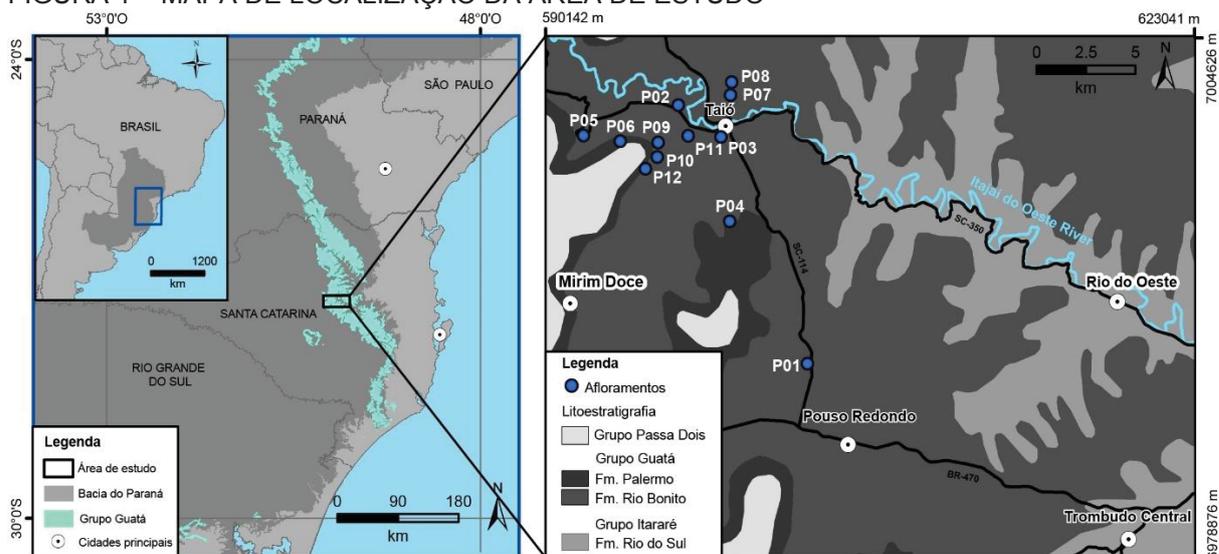
A pesquisa foi desenvolvida a partir dos afloramentos do Grupo Guatá da região centro-leste de Santa Catarina (Figura 1). Ao todo, foi descrita uma seção não-contínua de aproximadamente 290 m observada em 12 afloramentos que englobam os intervalos inferior e médio da Formação Rio Bonito, membros Triunfo e Paraguaçu, e folhelhos da porção média da Formação Palermo.

Os afloramentos estudados estão localizados nas áreas dos municípios de Taió e Pouso Redondo, no estado de Santa Catarina, e muito deles já foram anteriormente descritos na tese de Rocha-Campos (1970). A maior parte dos afloramentos se concentra no município de Taió, conhecido na literatura pela

ocorrência de uma importante fauna marinha de paleoinvertebrados, a Fauna Taió (Rocha-Campos, 1970; Holz et al., 2010; Schmidt-Neto et al., 2018).

Os fósseis da Fauna Taió ocorrem associados a espessas camadas de tempestitos, pertencentes ao Membro Paraguaçu da Formação Rio Bonito, e são considerados um importante horizonte de correlação encontrado em outros locais da bacia (Simões et al., 1998; Holz et al., 2010).

FIGURA 1 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO



LEGENDA: Localização da área de estudo e dos afloramentos descritos. Bases cartográficas utilizadas: IBGE (2015) e CPRM (2014).

#### 1.4 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A dissertação foi organizada de modo a iniciar pela introdução, Capítulo 1, que apresenta o tema da pesquisa, a problemática envolvida, os objetivos e a área e intervalo de estudo. A seguir, esmiuça-se na revisão bibliográfica os tópicos Bacia do Paraná, Micropaleontologia e Sistemas Depositionais Transicionais, respectivamente Capítulos 2, 3 e 4. Posteriormente, realizou-se o detalhamento dos materiais e métodos adotados no Capítulo 5.

Os resultados e discussões, Capítulo 6, foram divididos em duas partes: na primeira os resultados principais estão expressos na forma de um manuscrito de artigo científico e, na segunda parte, foram descritos os resultados e discussões complementares em relação à taxonomia e bioestratigrafia. Por fim, as considerações finais sobre a pesquisa estão relatadas no Capítulo 7.

## 2 BACIA DO PARANÁ

Aflorante na América do Sul, em uma área de aproximadamente 1.500.000 km<sup>2</sup> nos territórios do Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai, a Bacia do Paraná corresponde a uma bacia sedimentar intracratônica. Com uma longa história evolutiva que pode ser analisada na forma de seis supersequências (Figura 2A) que representam fases de acúmulo sedimentar sucedidas por períodos de erosão em larga escala, essa bacia se desenvolveu na porção sudoeste do paleocontinente Gondwana durante o Paleozoico e Mesozoico (Milani, 1997).

A Bacia do Paraná define uma sinéclise intracratônica com forma alongada na direção N – S que teve sua formação condicionada por estruturas pré-existentes do embasamento que foram continuamente reativadas ao longo de sua evolução (Zalán et al., 1990; Milani et al., 1998). A implantação da bacia deu-se no início do Ordoviciano quando as zonas de fraqueza pré-existentes foram reativadas por uma orogênese na borda do paleocontinente e formou-se depressões alongadas de direção NE – SW que geraram espaço de acomodação para a deposição das rochas mais antigas no intervalo referente à Supersequência Rio Ivaí (Milani, 1997; Milani et al., 2007).

A Supersequência Rio Ivaí engloba as formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria. Os corpos arenosos e conglomeráticos presentes na base dessa supersequência, Formação Alto Garças, são sucedidos pelos diamictitos da Formação Iapó associada com a Glaciação do Ordoviciano-Siluriano (Assine et al., 1998; Milani et al., 2007). Por fim, a Formação Vila Maria é marcada por um nível de folhelhos fossilíferos de importância cronoestratigráfica para o Siluriano da bacia, correspondentes à superfície de máxima inundação dessa supersequência (Milani et al., 1998; Milani et al., 2007). O intervalo referente à Supersequência Rio Ivaí representa o primeiro ciclo transgressivo-regressivo de 2<sup>a</sup> ordem operante na bacia e foi sucedido por um período de erosão em larga escala até uma nova subsidência e a deposição da próxima supersequência (Milani et al., 2007).

A Supersequência Paraná é compreendida pelas formações Furnas e Ponta Grossa. Na base observa-se um intervalo predominantemente arenítico interpretado como associado a sistemas fluviais e marinho rasos pertencente à Formação Furnas (Milani et al., 1998). Essa unidade é atribuída principalmente ao Devoniano, embora Sedorko e colaboradores (2017) admitam idades silurianas para a porção basal e

intermediária, com apenas o topo posicionado no Devoniano. A Formação Furnas grada para os pelitos marinhos da Formação Ponta Grossa, rica em fósseis de invertebrados da fauna malvinocáfrica. Dessa forma, ocorreu o segundo ciclo transgressivo-regressivo de 2<sup>a</sup> ordem da bacia, em que o intervalo arenítico da Formação Furnas é afogado até culminar nos folhelhos marinhos da Formação Ponta Grossa, esta apresenta condições de mar alto com uma sucessão predominantemente pelítica pontuada por progradações arenosas (Milani et al., 2007).

O limite superior do corpo rochoso que compreende a Supersequência Paraná é marcado pelo amplo desenvolvimento de uma superfície erosiva que perdurou do final do Devoniano à parte do Carbonífero (Milani et al., 2007).

Posteriormente, teve início a Supersequência Gondwana I que registra o progressivo fechamento da bacia em mais um ciclo transgressivo-regressivo completo de 2ª ordem que ocorreu do Paleozoico Superior (Figura 2B) ao Triássico. Estão inseridos no contexto desta supersequência as rochas do Grupo Itararé e Formação Aquidauana, Grupo Guatá, Grupo Passa Dois e formações Pirambóia e Sanga do Cabral (Milani et al., 2007).

O início dessa supersequência é marcado pelo Grupo Itararé que registra ciclos de avanço e recuos de geleiras em um intervalo que vai do Viseano ao Asseliano no contexto Glaciação do Paleozoico Superior (Holz et al., 2010; Rosa et al., 2019). Composto por associações de fácies glacio-continentais e glacio-marinhas depositadas principalmente por processos relacionados a chuvas de detritos, ressedimentações no talude, fluxos gravitacionais e correntes turbidíticas, as rochas do Grupo Itararé compõem uma das unidades mais prevacentes na bacia com espessuras de até 1500 m (Holz et al., 2010).

A unidade seguinte, Grupo Guatá, já registra o estabelecimento de condições pós-glaciais operantes no início do Permiano (Milani et al., 2007). A unidade inferior, Formação Rio Bonito, contém as principais reservas de carvão da bacia e seu registro sedimentar revela paleoambientes flúvio-deltaicos e estuarinos que gradam para ambientes marinho-rasos. Sobreposto, ocorrem os siltitos e folhelhos bioturbados da Formação Palermo. No estado de São Paulo, ocorre uma única unidade considerada equivalente ao Grupo Guatá, denominada de Formação Tatuí, cujo conteúdo é predominantemente pelítico (Holz et al., 2010).

Mudanças paleoambientais importantes ocorrem conforme se adentra o Permiano e são registradas nas rochas do Grupo Passa Dois (Holz et al., 2010). A

unidade basal, Formação Irati, é composta por siltitos, calcários e folhelhos enriquecidos em matéria orgânica, e é sucedida pela Formação Serra Alta, composta por pelitos com lentes e concreções carbonáticas, e a Formação Teresina, caracterizada pela presença de coquinas e estromatólitos. Essas unidades definem uma sucessão siliciclástica-carbonática depositada em ambientes restritos com ocasionais ingressões marinhas (Ng et al., 2019). A progressiva continentalização é marcante na deposição da Formação Rio do Rasto que tem sua porção superior marcada pelo desenvolvimento de amplos sistemas fluviais meandrantos e lacustres com componente eólico no contexto da marcada aridização do final do Permiano (Holz et al., 2010 Schemiko et al., 2014).

Adentrando o Triássico, o estabelecimento dessas condições áridas é marcado pela implantação de sistemas eólicos registrados nas formações Pirambóia e Sanga do Cabral. A Formação Pirambóia é composta por rochas depositadas em sistemas fluviais e eólicos que se desenvolveram na parte paranaense da bacia, enquanto a Formação Sanga do Cabral representa o avanço dos sistemas eólicos continentais sobre os remanescentes do lago Passa Dois (Milani et al., 2007).

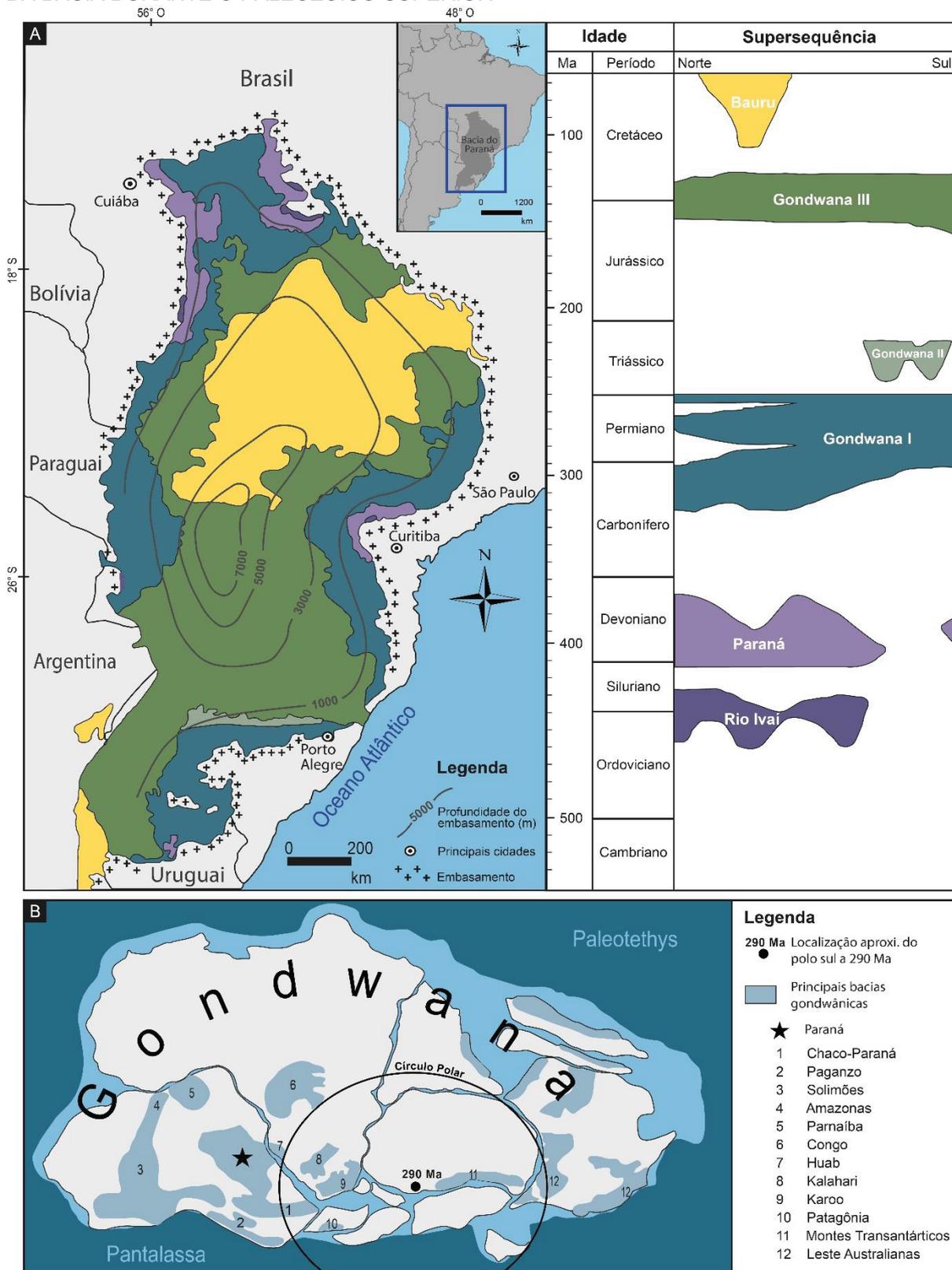
Posteriormente, desenvolveram-se as supersequências Gondwana II, Triássico, Gondwana III, Jurássico – Eocretáceo, e Bauru, Cretáceo – Paleoceno (Milani, 1997; Menegazzo et al., 2016).

A Supersequência Gondwana II se desenvolveu durante o Triássico, em que é representada na Formação Santa Maria, conhecida pelo registro excepcional de fósseis de tetrápodes triássicos (Milani et al., 2007). A unidade é definida por pelitos avermelhados depositados em sistemas fluviais anastomosados (Holz e Souto-Ribeiro, 2000).

A Supersequência Gondwana III define o intervalo no qual se depositaram os arenitos eólicos da Formação Botucatu e ocorreu o intenso magmatismo basáltico da Província Magmática Paraná – Etendeka, relacionado com a quebra do Gondwana e formação do Atlântico Sul (Milani et al., 2007).

Após os extensos derrames basálticos, desenvolveu-se no final do Cretáceo a Supersequência Bauru (Milani et al. 2007). Considerada por muitos uma nova bacia (Bacia Baru), ela é marcada por condições semiáridas em que se desenvolveram sistemas de leques aluviais, fluviais, lacustres e eólicos, nos quais se depositaram rochas que se destacam por serem extremamente ricas em fósseis e icnofósseis de tetrápodes (Azevedo et al., 2013).

FIGURA 2 – MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DO PARANÁ E LOCALIZAÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA BACIA DURANTE O PALEOZOICO SUPERIOR



LEGENDA: A – Mapa Geológico da Bacia do Paraná com ênfase nas seis supersequências definidas por Milani (1997), modificado de Zalán et al. (1990), Milani et al. (2004) e Holz et al. (2010). B – Reconstrução Paleogeográfica do Gondwana durante o Paleozóico Superior com a localização da Bacia do Paraná e outras bacias gondwânicas, modificado de Isbell et al. (2003b), Geuna et al. (2010), Craddock et al. (2019) e Rosa e Isbell (2020).

## 2.1 GRUPO GUATÁ

O Grupo Guatá corresponde a uma unidade litoestratigráfica posicionada no Permiano Inferior da Bacia do Paraná. As rochas dessa unidade foram depositadas em paleoambientes flúvio-deltaicos, estuarinos, ilha-barreira e marinhos rasos que registram o estabelecimento de um período de deglaciação com transgressão marinha (Milani et al., 2007; Holz et al., 2010).

A primeira menção às rochas que seriam futuramente formalizadas para compor o Grupo Guatá foi realizada no histórico Relatório White, no qual foram descritas as “camadas do Rio Bonito” e “schistos do Palermo” na seção colunar levantada entre as cidades de Lauro Müller, Guatá e São Joaquim em Santa Catarina (Orlandi Filho et al., 2006). O termo “camadas do Rio Bonito” se refere a um conjunto de rochas areníticas associadas a pelitos e camadas de carvão, e “schistos do Palermo” definem uma sequência de siltitos marcados por intensa bioturbação e níveis de raras lentes de arenito (White, 1908 *apud* Orlandi Filho et al., 2006).

A elevação da unidade para a categoria de Grupo Guatá foi realizada por Gordon Jr. (1947), que o definiu como composto pelas Formações Rio Bonito, unidade inferior, e Palermo, superior. A subdivisão da Formação Rio Bonito nas três unidades, inferior, média e superior foi inicialmente realizada por Medeiros e Thomaz Filho (1973). Os autores definem uma unidade inferior dominada por fácies arenosas depositados em um amplo sistema flúvio-deltaico, uma unidade intermediária, marcada por fácies litorâneas e *sand flats* com ocorrência de fósseis marinhos e bioturbações, e a unidade superior com predomínio de fácies arenosas formadas em sistemas de barras e barreiras litorâneas (Medeiros e Thomaz Filho, 1973). Futuramente, Schneider e colaboradores (1974) formalizaram esses três intervalos nos membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis.

Geograficamente observam-se diferenças na nomenclatura do intervalo referente ao Grupo Guatá. Mais ao norte da Bacia do Paraná, no estado de São Paulo, a unidade pós-glacial sobrejacente ao Grupo Itararé recebe o nome de Formação Tatuí, diversas propostas litoestratigráficas posicionam essa unidade como equivalente aos mais diferentes intervalos do Grupo Guatá (Assine et al., 2003). A designação mais aceita atualmente é a que coloca a Formação Tatuí como equivalente ao Grupo Guatá em sua integridade (Soares, 1972; Assine et al., 2003) (Figura 3).

FIGURA 3 – DIVISÕES LITOESTRATIGRÁFICAS ADOTADAS PARA O GRUPO GUATÁ NA FAIXA DE AFLORAMENTOS LESTE DA BACIA DO PARANÁ

	Rio Grande do Sul - Paraná - Santa Catarina		São Paulo	
Litoestratigrafia	Grupo Guatá Gordon Jr. (1947)	Formação Palermo Gordon Jr. (1947)	Formação Tatuí Soares (1972)	
		Formação Rio Bonito Gordon Jr. (1947)		Membro Siderópolis Schneider et al. (1974)
				Membro Paraguaçu Schneider et al. (1974)
				Membro Triunfo Schneider et al. (1974)

Em trabalho focado na descrição das sequências que perfazem o Paleozoico Superior da Bacia do Paraná, Holz e colaboradores (2010) delimitaram para esse intervalo sequências de terceira ordem (*Late Paleozoic Third-order Sequence* – LPTS) delimitadas por limites de sequência de terceira ordem (*Sequence Boundary* – SB).

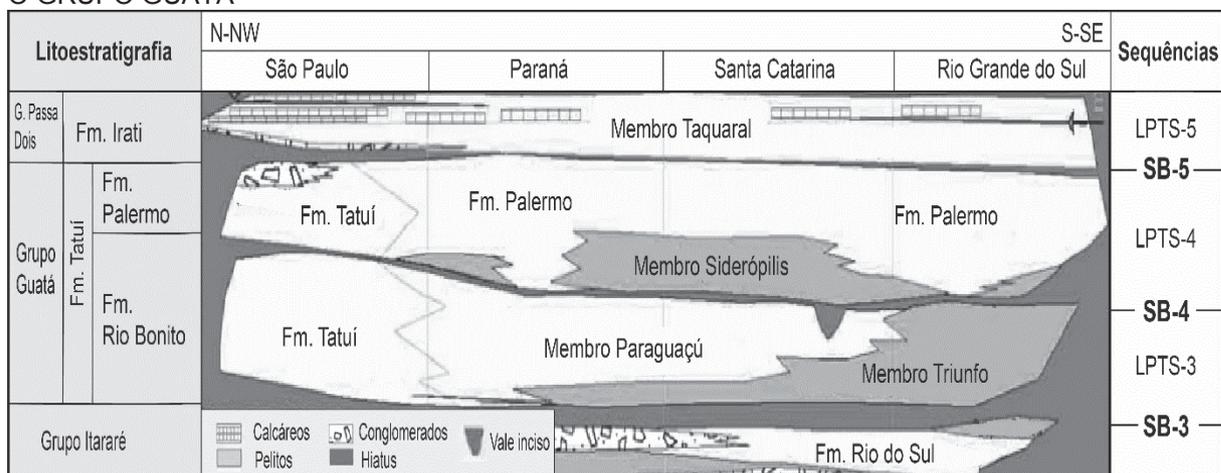
Nesse contexto, a base do Grupo Guatá é marcada pelo limite de sequência de 3ª ordem SB-3, definido no contato dos pelitos da Formação Rio do Sul (topo do Grupo Itararé) com os arenitos flúvio-deltaicos da Formação Rio Bonito (Holz et al., 2010). O próximo limite de sequência (SB-4) é definido no contato das fácies fluviais e marinho-rasas litoestratigraficamente equivalente ao Membro Siderópolis que avançam sobre as fácies *offshore* associadas ao Membro Paraguaçu (Holz et al., 2010).

A Formação Palermo destaca-se por conter uma superfície de máxima inundação de 2ª ordem associada a Supersequência Gondwana I de Milani (1997). A sequência de 3ª ordem do Paleozoico Superior que faz parte desse intervalo (LPTS – 4) tem uma estruturação complexa no sentido que a unidade litoestratigráfica referente a Formação Palermo apresenta uma equivalência lateral com o Membro Siderópolis (topo da Formação Rio Bonito) mais ao sul da bacia (Figura 4), enquanto também mostra equivalência com o topo da Formação Tatuí no estado de São Paulo (Holz et al., 2010).

O limite de sequência superior (SB-5) marca uma queda de nível de base regional, no qual é definido pela passagem da Formação Tatuí para o Membro

Taquaral da Formação Irati, esta última já inserida no contexto do Grupo Passa Dois (Holz et al., 2010).

FIGURA 4 – RELAÇÕES DAS SEQUÊNCIAS E LIMITES DE TERCEIRA ORDEM ADMITIDAS PARA O GRUPO GUATÁ



Legenda: Relações das LPTS (*Late Paleozoic Third-order Sequences* – Sequências de 3ª ordem do Paleozoico Superior) e SB (*Sequence Boundary* – Limite de Sequência) admitidos para o Grupo Guatá por Holz et al. (2010). Adaptado de Holz et al. (2010).

### 2.1.1 Formação Rio Bonito

A porção basal do Grupo Guatá é compreendida pela Formação Rio Bonito que apresenta os principais depósitos de carvão da Bacia do Paraná (Iannuzzi, 2010). A deposição dessa unidade que registra o estabelecimento de condições pós-glaciais, ocorreu em paleoambientes continentais-transicionais, marinho rasos e *offshore* (Schneider et al., 1974; Tognoli, 2006).

A compartimentação estratigráfica da Formação Rio Bonito, válida apenas para a faixa de afloramentos leste da bacia, é feita, da base para o topo, pelos membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis (Schneider et al., 1974).

O Membro Triunfo, aflora desde o Sul de Santa Catarina até o Norte do Paraná, em que é composto predominantemente por arenitos finos e médios, localmente conglomeráticos, com estratificação cruzada acanalada e níveis subordinados de siltitos, argilitos e carvão cuja deposição é atribuída a ambiente flúvio-deltaico (Schneider et al., 1974; Castro et al., 1999; Tognoli., 2006).

A unidade intermediária, Membro Paraguaçu, representa uma transgressão marinha sobre os depósitos flúvio-deltaicos da unidade subjacente, em que é composto por arenitos finos a muito finos com estratificação cruzada *hummocky*,

heterolitos, siltitos e argilitos com ocorrência de níveis de rochas carbonáticas (Schneider et al., 1974; Schmidt-Neto et al., 2018).

Em relação a icnologia, o Membro Paraguaçu apresenta níveis variáveis de bioturbação e de icnodiversidade, em que ocorre em seu intervalo os icnogêneros *Arenicolites*, *Bergaueria*, *Chondrites*, *Cylindrichnus*, *Diplocraterion*, *Helminthopsis*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Phycosiphon*, *Planolites*, *Rhizocorallium*, *Rosselia*, *Teichichnus*, *Skolithos*, *Zoophycos*. Nessa unidade observa-se uma suíte que se destaca por ser composta apenas pela icnofábrica *Rosselia* que ocorre em camadas amalgamadas de arenitos finos com estratificação cruzada *hummocky* e *swaley* cujos topos apresentam acumulações de conchas (Netto et al., 2012).

Esses níveis de conchas fazem parte da Assembleia Taió (Simões et al., 1998), e ocorrem no Membro Paraguaçu, principalmente na região de Taió em Santa Catarina e sua gênese foi alvo de diversos trabalhos (Rocha-Campos, 1970; Castro, 1987; Schmidt-Neto et al., 2014).

Rocha-Campos (1970) associou as acumulações de conchas fósseis encontradas a bancos de conchas de planície de maré. Posteriormente, as Camadas Taió foram interpretadas por Castro (1987) como um depósito marinho raso transgressivo que constitui um marco estratigráfico em todo o estado de Santa Catarina. A extensão da ocorrência desses níveis até o sul do Paraná foi verificada por Tognoli (2006) que os interpreta como formado em condições de *shoreface* inferior/*offshore*. Posteriormente, Schmidt-Neto e colaboradores (2014) reforçaram a interpretação da deposição na zona de transição *shoreface* inferior/*offshore* e acrescentam que a semelhança dos fósseis encontrados com os componentes da fauna de *Eurydesma* junto com o tamanho reduzido dos equinodermos encontrados associados sugere o predomínio de águas frias durante a deposição.

O topo da Formação Rio Bonito, Membro Siderópolis, é constituído principalmente por arenitos que representam sistemas costeiros (França e Caldas, 1983). Ao longo do Membro Siderópolis são observadas bioturbações esparsas com ocorrência dos icnogêneros *Cylindrichnus*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Teichichnus* e *Thalassinoides* e estruturas de moluscos (Netto et al., 2012). Características como a baixa icnodiversidade, baixo grau de bioturbação e pequeno tamanho das escavações indica um ambiente estressante com colonização de água salobra com a sedimentação desse intervalo atribuída a um contexto de baía estuarina (Netto et al., 2012).

### 2.1.2 Formação Palermo

Unidade topo do Grupo Guatá, a Formação Palermo corresponde ao intervalo sobrejacente à Formação Rio Bonito depositado em ambiente tipicamente marinho abaixo do nível de ação das ondas de tempestade (Schneider et al., 1974). Ela apresenta um predomínio de fácies pelíticas principalmente siltitos, siltitos arenosos e arenitos finos com estratificação cruzada hummocky e estrutura heterolíticas do tipo *wavy*, além de ser marcada por intensa bioturbação (Holz et al., 2010).

Esse alto grau de bioturbação e de estruturação complexa, revela na Formação Palermo uma icnofauna diversa característica de ambientes de transição de *shoreface* inferior – *offshore* para *offshore* superior, característica da Icnofácies *Cruziana* (Netto et al., 2012).

A natureza transgressiva da Formação Palermo é destacada por diversos autores (Northfleet et al., 1969, Schneider et al., 1974; Holz et al., 2010). Essa unidade apresenta a ocorrência de um nível de folhelhos cinza-escuros, nos poços identificado no perfil gama como um marco radioativo em sua base (Schneider e Castro, 1975), que compõe um horizonte de correlação regional referente à máxima inundação da Supersequência Gondwana I (Milani et al., 2007).

## 2.2 BIOESTRATIGRAFIA E CRONOLOGIA

No intervalo referente ao Grupo Guatá destaca-se a ocorrência de paleoinvertebrados (Rocha-Campos, 1970; Simões, 1992), raros paleovertebrados, macrofitofósseis (Rösler, 1978; Iannuzzi, 2010) e palinórfos (Souza e Marques Toigo, 2005; Souza, 2006; Souza et al., 2021) que oferecem informações sobre a idade da unidade. Além disso, a base deste grupo (Formação Rio Bonito) apresenta níveis de cinzas vulcânicas associados às camadas de carvão que são as principais fontes de datações radiométricas para o Paleozóico Superior da Bacia do Paraná (Guerra-Sommer et al., 2009).

A Formação Rio Bonito tem a ocorrência de paleoinvertebrados restrita à sua porção intermediária, Membro Paraguaçu, em que ocorre uma assembleia fossilífera dominada por moluscos bentônicos, a Assembleia Taió, atribuída à ambiente marinho na transição *shoreface* inferior – *offshore* e correlata à Fauna de *Eurydesma* do Permiano da Austrália. Esta assembleia aflora principalmente na região de Taió em

Santa Catarina (Rocha-Campos, 1970; Simões et al., 1998; Schmidt-Neto et al., 2014). Ocorrências dessa fauna também são descritas para os afloramentos da Formação Rio Bonito no estado do Rio Grande do Sul e em testemunhos de poços (Tognoli, 2006; Schmidt-Neto et al., 2018).

A Assembleia Taió é composta principalmente por *taxa* de bivalves já registrados na bacia (*Myonia tayoensis*, *Myonia? Costata* e *Schizodus occidentalis*) e por imigrantes (*Heteropecten catharinae*, *Oriocrassatella itajaiensis*, *Solenomorpha? sp.*, *Stutchburia brasiliensis* e *Australomya sinuosa*) relacionadas a grupos do Permiano da Austrália (Simões et al., 1998).

A Assembleia São Sepé ocorre nos pelitos da Formação Palermo aflorante no estado do Rio Grande do Sul, em que é composta pelos taxa *Astartila sp.*, *Pyramus sp.*, *Myonia? sp.*, *Myonia* ou *Jacquesia sp.*, *Megadesmus? sp.* e *Stutchburia sp.* (Simões, 1992). Esses fósseis também apresentam afinidade com espécies do Permiano do leste da Austrália (Simões, 1992; Dickins, 1963; Simões et al., 1998).

O registro de paleovertebrados para o Grupo Guatá é bastante limitado. Os fósseis se referem principalmente a fragmentos de peixes e tetrápodes. Na Formação Tatuí são registrados fragmentos de peixes paleoniscídeos e prováveis tetrápodes (Paulipetro, 1981; 1982; Assine et al., 2003 e Chahud, 2007). Por fim, dentes descritos como provavelmente pertencentes ao tetrápode do gênero *Loxomma* foram recuperados na Formação Palermo (Putzer, 1954).

Os macrofósseis de vegetais encontrados no intervalo Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná têm sido alvo de extensivos trabalhos bioestratigráficos (Rösler, 1978; Iannuzzi e Souza 2005; Iannuzzi, 2010). Rösler (1978) posiciona as Tafofloras A, B, C nos estratos do Grupo Itararé e Formação Rio Bonito. Segundo o autor, a Tafoflora A, posicionada no Stephaniano (Neocarbonífero), ocorre restrita às rochas do Grupo Itararé, enquanto a Tafoflora B (Sakmariano – Artinskiano) ocorre na base e porção intermediária da Formação Rio Bonito. A Tafoflora C é registrada no intervalo médio e superior da Formação Rio Bonito, em que é posicionada no Artinskiano – Kunguriano. Entre as Tafofloras A e B, ocorreria ainda um intervalo de transição no qual está posicionado o limite Carbonífero-Permiano. Futuramente, Iannuzzi e Souza (2005) realizaram novo zoneamento da sucessão paleoflorística de modo que propuseram a Flora *Pre-Glossopteris* para a porção basal e média do Grupo Itararé, a Flora *Phyllothea - Gangamopteris* para a porção superior do Grupo Itararé e base

da Formação Rio Bonito e a Flora *Glossopteris* – *Brasilodendron* para a porção intermediária e superior da Formação Rio Bonito.

A palinoestratigrafia do Permo-Carbonífero é resultante de décadas de trabalhos (Daemon e Quadros, 1970; Souza e Marques-Toigo, 2003; Souza, 2006; Souza et al., 2021). A faixa superior do Grupo Itararé e a parte do Grupo Guatá referente à Formação Rio Bonito estão inseridas na Zona de Intervalo *Vittatina costabilis* (VcZ), correlata aos intervalos H<sub>3</sub> a J de Daemon e Quadros (1970), atribuído inicialmente ao intervalo referente ao Artinskiano – Kunguriano (Souza e Marques-Toigo, 2005; Souza, 2006). Entretanto, mais recentemente, Souza e colaboradores (2021) a partir de dados palinoestratigráficos e geocronológicos realizaram uma revisão da VcZ e propuseram idades mais antigas para essa biozona do que anteriormente era aceito, de modo essa biozona foi posicionada entre o Gzheliano e Artinskiano (Figura 5).

FIGURA 5 – CRONOESTRATIGRAFIA DAS FITOZONAS E PALINOZONAS DO PALEOZÓICO SUPERIOR DA BACIA DO PARANÁ E CONSIDERAÇÕES PALEOCLIMÁTICAS

Geocronologia		Fito-estratigrafia	Palino-estratigrafia	Fases climáticas	
Ma					
<b>PERMIANO</b>	Lopin-giano	Changhsingiano	251.9	<div style="background-color: yellow; width: 100px; height: 100px; margin: 0 auto;"></div> Semi-árido à Árido	
		Wuchiapingiano	254.14		
	Guadalupiano	Capitaniano	259.1		sem zoneamento <i>Flora</i> <i>Schizoneura gondwanensis</i>
		Wordiano	265.1		
		Roadiano	268.8		
	Cisuraliano	Kunguriano	272.95		sem zoneamento <i>Flora</i> <i>Sphenophyllum paranaense</i> <i>Flora</i> <i>Lycopodiopsis derbi</i> sem zoneamento <i>Flora</i> <i>Polysolenoxylon - Glossopteris</i> sem zoneamento
		Artinskiano	283.5		
		Sakmariano	290.1		
		Asseliano	293.52		
		Gzheliano	298.9		
<b>CARBONÍFERO SUPERIOR</b>	Pennsylvaniano	Kasimoviano	303.7	<div style="background-color: #c8e6c9; width: 100px; height: 100px; margin: 0 auto;"></div> Zona <i>Vittatina costabilis</i> <b>(VcZ)</b> <div style="background-color: #e0f2f1; width: 100px; height: 100px; margin: 0 auto;"></div> Pós-glacial Glacial terminal <div style="background-color: #bbdefb; width: 100px; height: 100px; margin: 0 auto;"></div> Glacial (incluindo interglacial)	
		Moscoviano	307.0		
		Bashkiriano	315.2		
			323.2		
		sem registro	sem registro		

LEGENDA: Adaptado de Souza et al. (2021).

Em relação a natureza da transição dos depósitos glaciais e interglaciais (Grupo Itararé) para os depósitos pós-glaciais (Formação Rio Bonito), estudos das assembléias palinológicas da parte superior do Grupo Itararé (Valdez Buso et al., 2020) apontam que o registro glacial da Bacia do Paraná se concentrou no Pennsylvaniano, enquanto os registros pós-glaciais foram depositados em condições mais quentes na transição Pennsylvaniano – Permiano (Souza et al., 2021).

Para o limite superior do Grupo Guatá, marcado pelo contato entre as formações Palermo e Irati, é possível admitir idades com base nas datações absolutas de níveis de cinzas vulcânicas e no conteúdo fossilífero encontrado na Formação Irati. Datações de diversas amostras de níveis de bentonita da porção inferior da Formação Irati obtiveram idades U-Pb estabelecidas pela média ponderada de datações de várias amostras de  $279.9 \pm 4.8$  Ma e de  $280.0 \pm 3.0$  Ma (Rocha Campos et al., 2019). E, os fósseis de mesossaurídeos encontrados na Formação Irati e na Formação White Hill (Bacia do Karoo) permitem uma correlação entre ambas as unidades e indicam para a Formação Irati uma idade artinskiana (Veevers et al., 1994).

### 3 MICROPALAEONTOLOGIA

A micropaleontologia estuda fósseis de organismos de diversas afinidades biológicas em escala microscópica, como protozoários, metazoários, algas, vegetais e outros organismos de origem incerta, em sua maior parte habitantes de meio aquático e que têm ampla ocorrência em regiões sedimentares (Antunes e Melo, 2001).

Os microfósseis são extremamente úteis em análises paleoambientais. A simples presença de microfósseis em depósitos sedimentares pode indicar o contexto ambiental de sua formação (Antunes e Melo, 2001). Os estudos paleoambientais com base em microfósseis muitas vezes tem carácter quantitativo em que a presença de determinado microfóssil é observada em relação à sua abundância ou frequência cujas variações podem trazer informações relevantes sobre modificações ambientais que nem mesmo são perceptíveis através das litofácies (Antunes e Melo, 2001; Leckie e Olson, 2003; Nagy, 2016).

Os principais grupos de microfósseis de carapaça mineralizada (calcítica, silicosa, fosfática ou aglutinante) aplicados ao estudo de sucessões sedimentares do Paleozoico Superior são foraminíferos bentônicos, radiolários e conodontes (Lucas e Shen, 2017). No intervalo estudado, os grupos de microfósseis de carapaça mineralizada identificados foram: foraminíferos bentônicos e ostracodes. Além disso, também foram descritos restos de constituição orgânica em lâmina petrográfica, estes se referem a fitoclastos: material derivado, em sua maior parte, de tecido lignocelulósico de macrófitas terrestres (Tyson, 1995).

A seguir, será detalhado, em relação à sua história evolutiva, taxonomia, ocorrência e aplicações, os grupos de microfósseis mineralizados de maior expressão no intervalo de estudo.

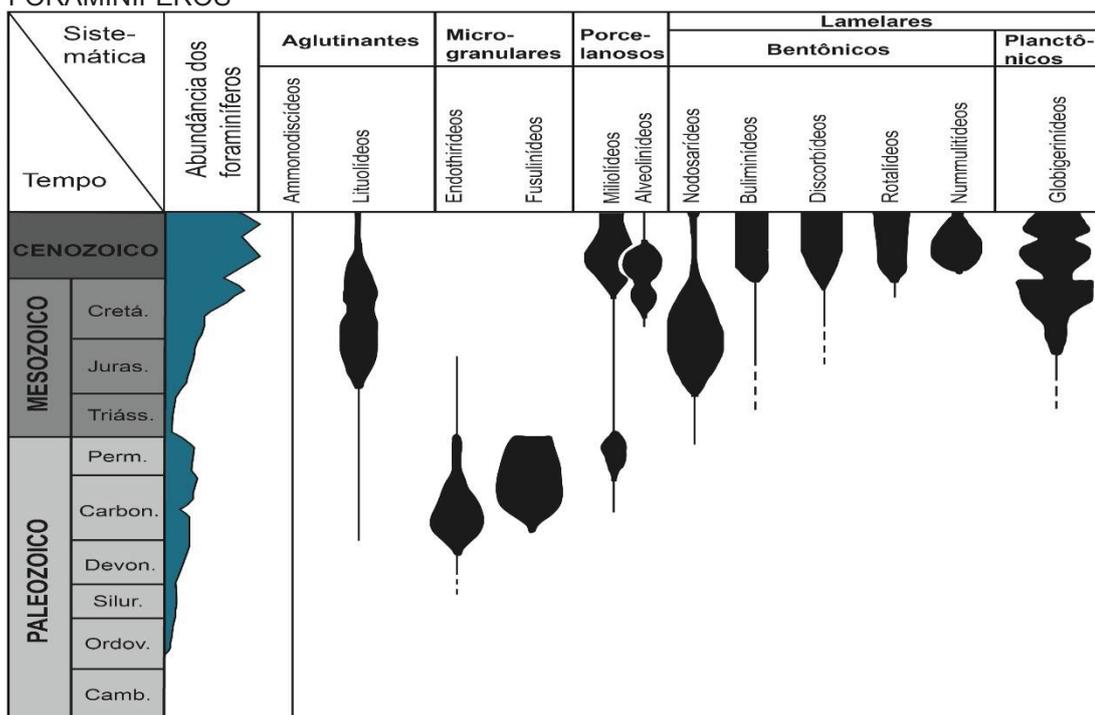
#### 3.1 FORAMINIFERA

Foraminifera é um grupo de organismos protistas unicelulares envolvidos por uma testa de composição mineralizada (calcita, aragonita ou sílica), orgânica ou partículas aglutinadas (Armstrong e Brasier, 2005). Como base para a classificação taxonômica do grupo utiliza-se principalmente a composição e morfologia da testa, câmaras e posição de aberturas, denominadas de forâmen (Murray, 2006; Vilela,

2010). Esses organismos habitam ambientes aquáticos marinhos e com alguns representantes recentes de água doce (Murray, 2006).

Devido ao seu excelente registro fóssil, a história evolucionária dos foraminíferos é muito bem conhecida (Figura 6) e constituem uma peça-chave em reconstruções bioestratigráficas, paleoceanográficas e paleoclimáticas (Pawlowski et al., 2003). Os primeiros foraminíferos apareceram no Cambriano com formas bastante simples uniloculares e fazem parte dos grupos Allogromiina, testa de composição orgânica, e Textulariina, testa silicosa aglutinante (Loeblich e Tappan, 1964; Vachard et al., 2010). Posteriormente, a partir do Siluriano, observa-se a ocorrência de Fusulinina, cujos componentes destacam-se por apresentarem testa de composição calcítica microgranular. Alguns representantes de Fusulinina, pertencentes à superfamília Fusulinoidea, se destacaram por alcançarem tamanho na escala de alguns centímetros, presença de numerosas câmaras e por serem importantes componentes de depósitos sedimentares do Permiano, de modo que são considerados fósseis-guias desse período (Boudagher-Fadel, 2018; Vachard, et al., 2010). Outro grupo de relevância para o Paleozoico é Miliolina, com surgimento no Carbonífero, que tem como principal característica apresentar testa de composição porcelanosa (Armstrong e Brasier, 2005).

FIGURA 6 – DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS PRINCIPAIS GRUPOS DE FORAMINÍFEROS

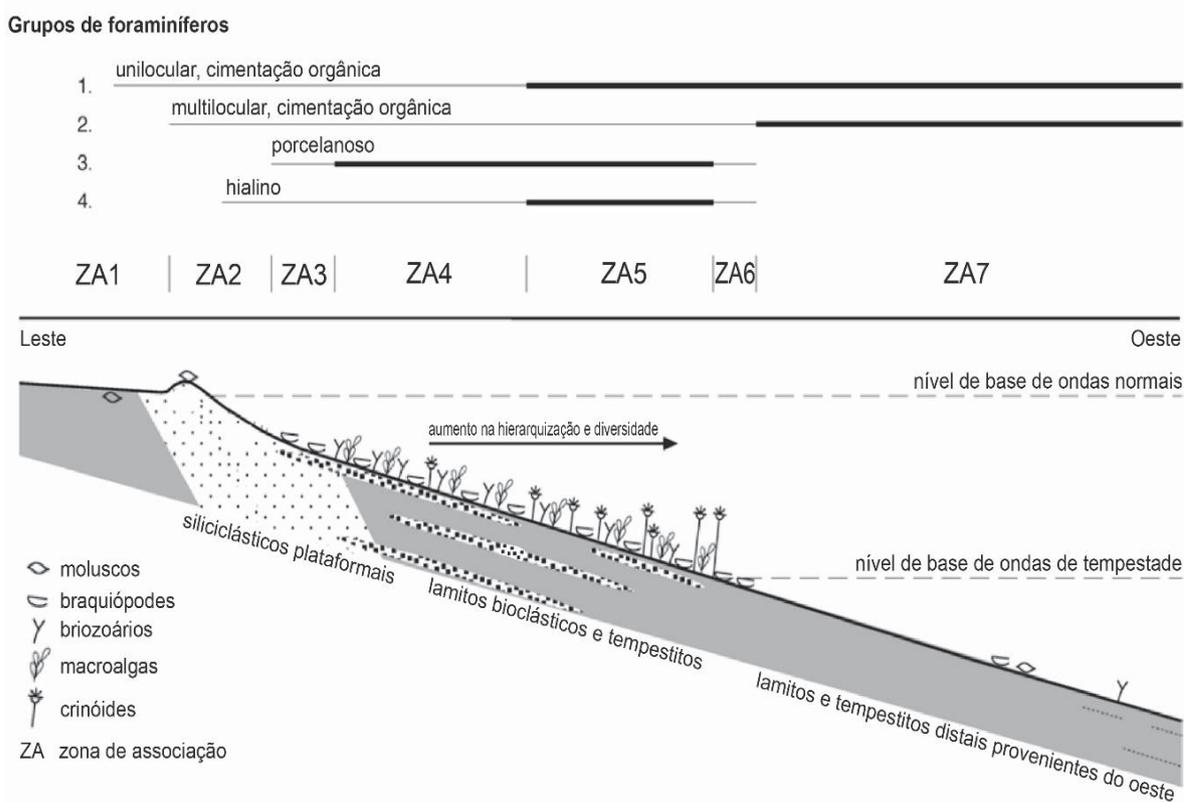


LEGENDA: Modificado de Bignot (1988) e Vilela (2010).

Os foraminíferos são um dos fósseis de organismos mais estudados por apresentarem uma diversa gama de aplicações. Extremamente sensíveis a vários parâmetros ambientais (luminosidade, salinidade e temperatura), os representantes bentônicos desse grupo são considerados excelentes indicadores paleoambientais (Vachard et al. 2010).

Uma das aplicações mais comuns de foraminíferos, utilizada na indústria de petróleo, é o estudo de associações de foraminíferos para compreender as variações pretéritas da espessura da lâmina d'água, paleobatimetria, em depósitos sedimentares (Figura 7). Dessa forma, como os principais fatores responsáveis pela distribuição dos foraminíferos, e.g. luminosidade, oxigenação e temperatura, tende a variar sistematicamente conforme a variação da profundidade da lâmina d'água, é possível estimar a paleobatimetria pela distribuição dos *taxa* bentônicos encontrados. As extrapolações sobre as condições paleoambientais que as diferentes associações de foraminíferos representam são realizadas através da observação da distribuição das assembléias viventes de foraminíferos e comparação com os *taxa* fósseis de foraminíferos (Fleisher e Lane, 1999).

FIGURA 7 – EXEMPLO DA DISTRIBUIÇÃO DE ASSEMBLÉIAS DE FORAMINÍFEROS PALEOZOICOS AO LONGO DE UM PERFIL COSTEIRO



LEGENDA: Adaptado de Dixon e Haig (2004).

Escassos registros de foraminíferos foram realizados para o Paleozóico Superior da Bacia do Paraná. Nesse contexto, Paulipetro (1981) registram, na transição entre os Grupos Guatá (Formação Tatuí) e Itararé no estado de São Paulo, os foraminíferos *Rhabdammina?* sp., de testa de composição aglutinante arenácea, e *Earlandia* sp., de testa de composição calcítica-microgranular (Loeblich e Tappan, 1964).

### 3.2 OSTRACODES

Ostracoda é uma classe de microcrustáceos compostos por uma carapaça quitinosa ou calcítica bivalve que lhe confere um elevado potencial de fossilização (Armstrong e Brasier, 2005; Coimbra e Bergue, 2010). Os organismos pertencentes a essa classe podem ter hábito bentônico, nectobentônico ou pelágico e são encontrados desde ambiente marinho profundo, marinho raso, lacustre, água doce e terrestre. O grupo ocorre desde o Ordoviciano até o recente (Saraswati e Srinivasan, 2016).

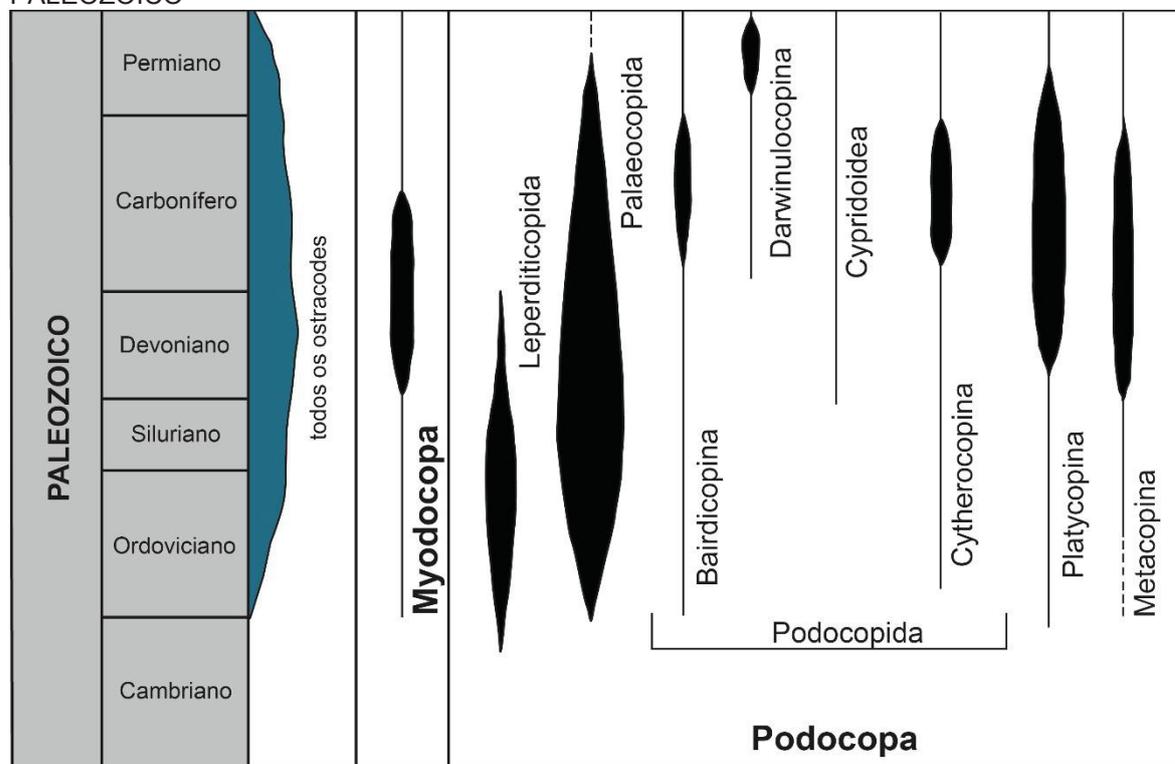
A flexibilidade adaptativa dos ostracodes também é expressa na variação morfológica na carapaça e apêndices na parte externa de sua carapaça bivalve (Coimbra e Bergue, 2010). A superfície externa da carapaça de um ostracode pode ser lisa, pontuada, sulcada, reticulada ou apresentar espinhos, cristas e tubérculos (Rodriguez-Lazaro e Ruiz-Munoz, 2012). Essas diferentes morfologias presentes são produtos de adaptações dos ostracodes a diferentes substratos, recursos alimentares e estratégias reprodutivas (Coimbra e Bergue, 2010).

A classe Ostracoda é dividida em duas subclasses principais Podocopa e Myodocopa (Figura 8). Podocopa inclui representantes bentônicos marinhos e não-marinhos com carapaças que exibem uma alta variedade morfológica (Rodriguez-Lazaro e Ruiz-Munoz, 2012). Inserida nessa subclasse, Paleocopida é considerada a ordem de ostracodes mais abundante durante o Paleozoico (Saraswati e Srinivasan, 2016). Composto por *taxa* exclusivamente marinhos, os ostracodes pertencentes à subclasse Myodocopa apresentam hábito nectoplanctônico e nectobentônico e carapaças de espessura fina (Rodriguez-Lazaro e Ruiz-Munoz, 2012).

Originalmente o grupo era exclusivamente marinho e de hábito bentônico, porém, durante o Siluriano, os primeiros ostracodes começaram a colonizar ambientes de salinidade reduzida e ambientes pelágicos (Armstrong e Brasier, 2005). No

Carbonífero destaca-se a colonização por ostracodes de ambientes dulcícolas (Bennett, 2008).

FIGURA 8 – INTERVALO DE OCORRÊNCIA DOS PRINCIPAIS GRUPOS DE OSTRACODES NO PALEOZOICO



LEGENDA: Adaptado de Crasquin e Forel (2013).

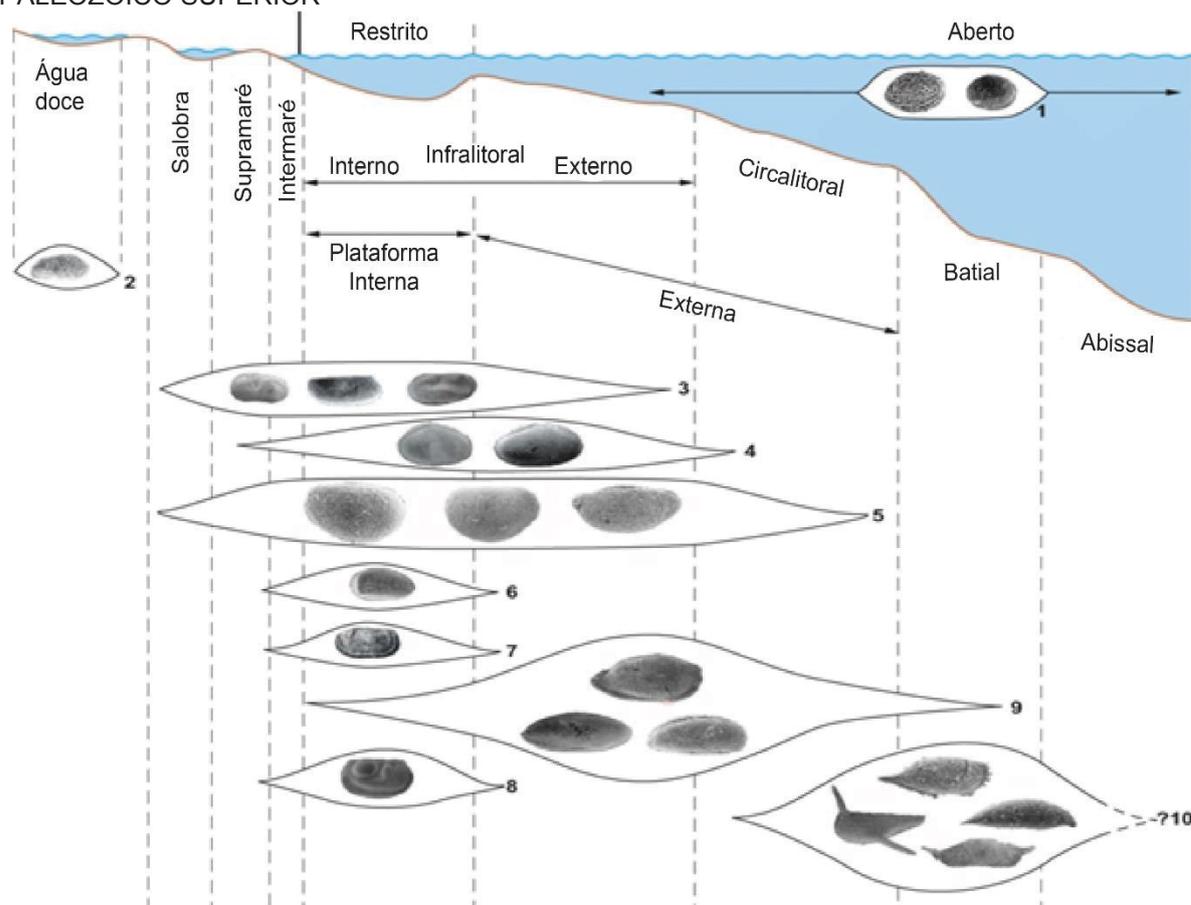
Os ostracodes são amplamente utilizados na bioestratigrafia, paleoclimatologia e reconstrução de paleoambientes. São considerados excelentes indicadores paleoambientais e se destacam por habitarem tanto ambientes marinhos como continentais (Armstrong e Brasier, 2005).

Análises das assembleias fósseis de ostracodes permitem caracterizar paleoambientes através da estimação de parâmetros como salinidade, temperatura, produtividade, hidrologia e oxigenação. Para analisar as faunas de ostracodes normalmente se detalha a composição, riqueza e diversidade das assembleias encontradas. Devido a diferenças físico-químicas e ambientais entre os corpos de água marinhos e não marinhos, nota-se uma diferença bastante grande da composição da assembleia de ostracodes (Figura 9) nesses dois tipos de ambientes (Rodríguez-Lazaro e Ruiz-Munoz, 2012).

Em ambientes marinhos, o tipo de substrato e ambiente tem um efeito considerável na distribuição dos ostracodes. Ostracodes com carapaças mais

ornamentadas são característicos de substratos de granulação mais grossa, enquanto ostracodes de carapaça lisa ou mais fracamente ornamentada estão ligados a substratos de granulação mais fina (Saraswati e Srinivasan, 2016).

FIGURA 9 – EXEMPLO DA DISTRIBUIÇÃO DE OSTRACODES NA PLATAFORMA DURANTE O PALEOZOICO SUPERIOR



LEGENDA: Ostracodes encontrados nos depósitos plataformais do Paleozoico Superior da Arábia Saudita. 1 - Pelágicos, 2- Dulcícolas, 3 – Kloedenellacea, 4 – Cavellinidae, 5 – Paraparchitacea, 6 – Healdiacea, 7 – Kirkbyidae, 8 – Hollinacea, 9 – Bairdiacea, e 10 – Palaeopsicrosféricos. Adaptado de Crasquin et al. (2006).

No contexto da Bacia do Paraná, em especial no Grupo Guatá, não há descrições formais sobre os ostracodes presentes nesse intervalo. Somente Paulipetro (1981) cita a ocorrência dos taxa de ostracodes *Baslerrela* sp., *Cavellina*? sp., *Bairdia* sp. cf. *B. glennensis*, *Carbonatita*? sp., *Healdia*? sp., *Bairdia*? sp., *Macrocypris*? sp., *Bythocypris*? sp. e *Haworthina*? Sp. no Grupo Itararé e Formação Tatuí (Grupo Guatá) para o estado de São Paulo.

## 4 SISTEMAS DEPOSICIONAIS TRANSICIONAIS

Sistemas deposicionais transicionais são aqueles formados em ambientes com influência de processos continentais e marinhos à medida que marcam a transição entre ambientes não-marinhos e marinhos. Exemplos desses ambientes são deltas, estuários e planícies costeiras e seus estudos são de elevada importância para a reconstrução da dinâmica sedimentar e evolução paleoambiental, uma vez que registram o histórico das mudanças de linha de costa ao longo do tempo (Catuneanu, 2006).

### 4.1 DELTA

Deltas são protuberâncias discretas na linha de costa construídas por rios no ponto em que encontram um corpo d'água perene e despejam uma carga sedimentar mais rapidamente do que ela pode ser redistribuída por processos bacinais (Bhattacharya, 2006). Extremamente estudados por terem interesse econômico, por serem associados a grandes reservas de carvão e petróleo, os deltas são compostos por uma porção subaérea e suas extensões subaquosas cujo empilhamento define uma feição tipicamente progradante (Bhattacharya e Walker, 1992; Bhattacharya, 2010).

A classificação tripartite mais tradicional dos deltas (Galloway, 1975) leva em conta a influência dos processos fluviais, de onda ou maré que definem morfologias e sucessões de fácies diferentes (Bhattacharya, 2010). Entretanto a maior parte dos deltas apresenta uma combinação de vários processos atuando em conjunto e estudos sísmicos e de estratigrafia de sequências mostraram que sistemas deltaicos podem mudar suas características em função de sua posição física e temporal (Bhattacharya, 2010). Isso levou a definição de uma nova classificação de deltas com base na posição deles em relação a beira da plataforma (Reading e Collinson, 1996). Os deltas depositados na beira da plataforma são geralmente instáveis e podem desenvolver estruturas de deformação sindeposicionais e sinsedimentares e sucessões de fácies bastante espessas, enquanto deltas de fase plataformal se desenvolvem em ambientes mais rasos e apresentam uma preservação menos complexa dos depósitos sedimentares iniciais (Bhattacharya, 2010).

A densidade do fluxo fluvial em relação ao corpo d'água que o recebe é um dos fatores que contribui para a distribuição interna de fácies e morfologia externa dos deltas. Deltas podem apresentar descarga fluvial menos densa do que a bacinal (fluxo hipopical), de mesma densidade (homopical) ou com densidade maior (hiperpical). Embora historicamente a maior parte dos deltas marinhos sejam definidos como terem fluxo hipopical, observa-se que os rios podem apresentar uma grande variação em sua descarga devido a variações climáticas sazonais ou eventuais como grandes inundações. Dessa forma, observa-se que a maior parte dos deltas marinhos alterna seu fluxo de hipopical a hiperpical (Bhattacharya, 2010).

A deposição deltaica pode ocorrer associada a três tipos de ambientes (Figura 10): a planície deltaica que corresponde a porção subaérea, a frente deltaica na qual se deposita a maior parte de conteúdo arenoso e ocorre uma interação entre os processos fluviais e bacinais e, por último, o prodelta no qual ocorre a deposição dos sedimentos finos (Bhattacharya, 2006).

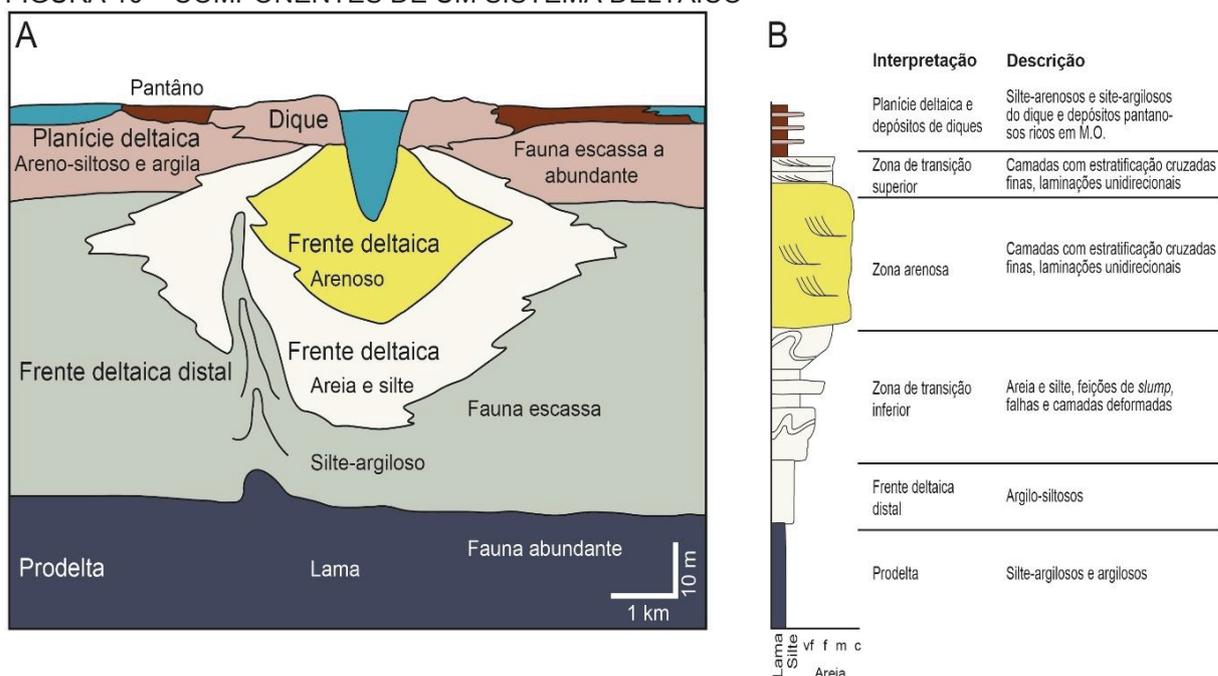
A planície deltaica é definida pela presença dos canais distributários e uma grande variedade de subambientes não-marinhos, salobros e parálidos como lagunas, planícies de maré, áreas pantanosas e baías interdistributárias (Bhattacharya, 2006). A planície deltaica pode ainda ser dividida em sua parte superior, dominada por ambientes fluviais e que abriga canais distributários de maior dimensão e a planície deltaica inferior que recebe incursões marinhas (Bhattacharya, 2010). Formados no limite da planície com a frente deltaica, os canais distributários terminais apresentam menores dimensões e estão ligados com as barras de desembocadura (Olariu e Bhattacharya, 2006).

A frente deltaica corresponde à região dominada por areia ou cascalho definida pela porção da costa intermaré e pela plataforma adjacente de submaré (Bhattacharya, 2010). Em deltas influenciados por rios, a frente deltaica proximal costuma ser o resultado do amalgamento das barras de desembocadura separadas pelos canais distributários terminais. Por outro lado, em deltas dominados por ondas a frente deltaica compreende depósitos de shoreface e associados submarés. E, em deltas dominados por marés, a frente deltaica corresponde a barras arenosas retrabalhadas pela maré que crescem lateralmente (Bhattacharya, 2010).

O prodelta é classicamente definido como a região em que os sedimentos finos decantam lentamente, porém observa-se a atuação de outros processos sedimentares no prodelta. Por exemplo, a lama prodeltaica pode se depositar junto a

sedimentos hemipelágicos ou sedimentos calcários bacinais. Juntamente, a presença de laminações de site ou areia no prodelta pode ser atribuída à influência dos rios e a influência da maré pode formar uma intercalação de sedimentos ritmicamente laminados (Bhattacharya, 2006).

FIGURA 10 – COMPONENTES DE UM SISTEMA DELTAICO



LEGENDA: A – Perfil do Delta do Lena, depositado em ambiente raso com forma lobada característica. B – Sucessão de fácies presente em um sistema deltaico, notar a granocrescência ascendente característica desses sistemas. Adaptado de (Bhattacharya, 2010).

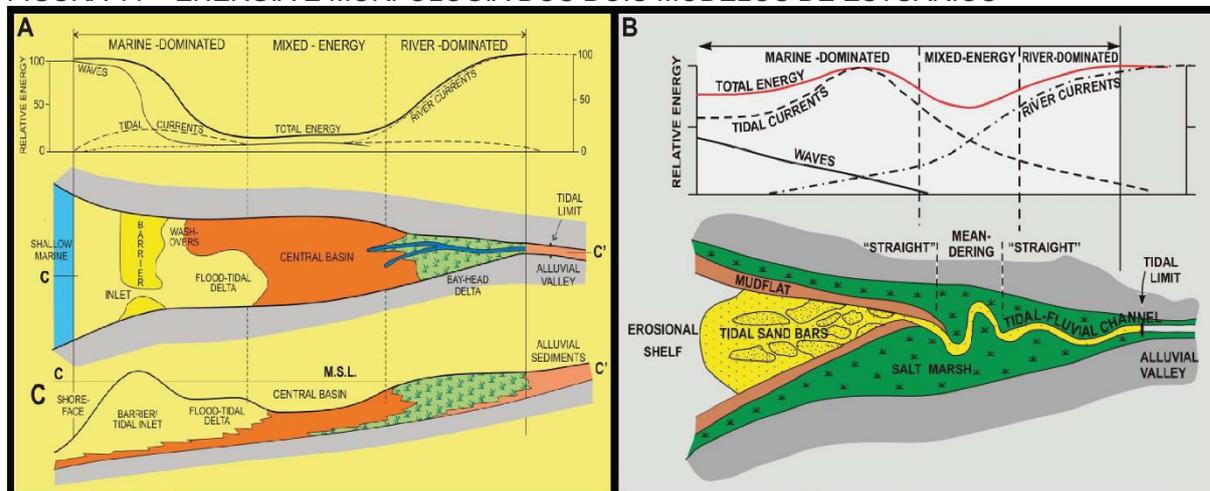
## 4.2 ESTUÁRIO

Estuários representam sistemas de natureza fundamentalmente transgressiva que recebem sedimentos de fontes fluviais e marinhas (Dalrymple, 1992; Boyd et al., 2006). Eles comumente ocupam a porção marinha de um vale submerso e contêm fácies influenciadas por processos fluviais, de maré e de ondas. Os estuários apresentam extensão que vai desde o limite das fácies de maré em sua parte mais interna até o limite das fácies costeiras em sua desembocadura (Boyd et al., 2006).

Os estuários geralmente exibem um padrão de empilhamento de fácies retrogradacional e apresentam três zonas principais (Boyd et al., 2006). Uma zona externa dominada por processos marinhos (maré ou onda), uma zona central de baixa energia e uma zona interna dominada pelos processos fluviais. A atuação dos processos marinhos na definição da morfologia e empilhamento de fácies é tão

relevante que definem dois tipos de estuários conforme o processo dominante (Figura 11): estuário dominado por ondas e estuário dominado por maré (Boyd et al., 2006).

FIGURA 11 – ENERGIA E MORFOLOGIA DOS DOIS MODELOS DE ESTUÁRIOS



LEGENDA: Distribuição da energia relativa ao longo de um estuário e sua morfologia com os principais subambientes vistos em planta (Boyd et al., 2006). A – Estuário dominado por ondas. B – Estuário dominado por maré.

Um estuário dominado por ondas ideal apresenta dois máximos de energia, um primeiro na desembocadura causado pela energia das ondas e maré e um segundo na cabeceira produzido pelas correntes fluviais. Esses dois máximos são separados por um mínimo de energia pronunciado, localizado na zona central, também referida como baía central. Conforme o estuário é preenchido esse mínimo se torna menos pronunciado (Boyd et al., 2006).

Na área de alta energia da desembocadura se acumula um corpo arenoso marinho que consiste em uma barreira seccionada por canais de maré que terminam em deltas de maré vazante e enchente. Sedimentos arenosos e de granulação mais grossa também são depositados na zona interior desses estuários devido à descarga fluvial que forma um delta de baía (Boyd et al., 2006).

A zona central de baixa-energia, também denominada de baía central, age como um prodelta para o delta de baía e para os deltas dos canais de maré. Nessa região acumula-se sedimentos de granulação fina enriquecidos em matéria orgânica e ocorre bioturbação (Boyd et al., 2006).

Nas margens dos estuários dominados por ondas normalmente encontram-se pântanos salgados e/ou mangues cortados por canais de maré, planícies de maré

arenosas ou lamosas. Praias também podem se desenvolver ao longo das margens da bacia central quando ocorre a geração local de ondas (Boyd et al., 2006).

Estuários dominados por maré são caracterizados por receberem aporte sedimentar tanto fluvial, na parte superior do estuário, quanto plataformal por meio das correntes de maré (Dalrymple, 1992).

Devido à atuação da maré, a granulação é mais grossa próximo da desembocadura na zona externa e na zona interna devido a descarga fluvial. Nas extensas planícies de maré e áreas pantanosas que margeiam esse tipo de estuário, no entanto, ocorre a deposição de fácies mais finas. Canais arenosos de maré ocorrem ao longo de todo o eixo central do estuário e neles se concentra a maior energia e velocidade das correntes de maré (Dalrymple, 1992).

Na zona externa dos estuários dominados por maré, as fácies estuarinas são definidas por barras arenosas alongadas separadas por canais (Dalrymple et al., 1990). Essas barras são compostas predominantemente por areias de granulação média a grossa com estratificação cruzada. A velocidade da corrente de maré normalmente aumenta conforme se avança para a cabeceira do estuário, por isso a parte mais proximal dessas barras arenosas tende a apresentar laminação plano-paralela. Conforme se adentra o estuário, essas barras gradam para a parte do canal fluvial influenciada por maré e desenvolvem estratificação cruzada com *drapes* de argila que se tornam cada vez mais comum conforme ocorre um aumento da granulação ao se aproximar do rio (Dalrymple, 2010). Além disso, a migração lateral dessas barras produz uma granodecrescência ascendente (Dalrymple, 1992).

Ritmitos relacionados a maré ocorrem nas planícies lamosas e estruturas sedimentares heterolíticas também podem ocorrer nos meandros desses ambientes. No limite da ação da maré os canais silto-lamosos da parte interna do estuário gradam para os sedimentos fluviais de granulação mais grossa (Dalrymple, 1992).

A mistura de água doce e marinha promove condições ambientais estressantes que resultam em uma suíte icnológica característica dos estuários (Pemberton et al., 1992; Boyd et al., 2006). Neles, observa-se uma baixa icnodiversidade com populações compostas por pequenos indivíduos que apresentam comportamento oportunista. O grau de bioturbação é altamente variável, com camadas essencialmente não-bioturbadas intercaladas com camadas extensivamente bioturbadas que podem apresentar uma assembleia icnológica monoespecífica (Boyd et al., 2006).

### 4.3 MARINHO RASO

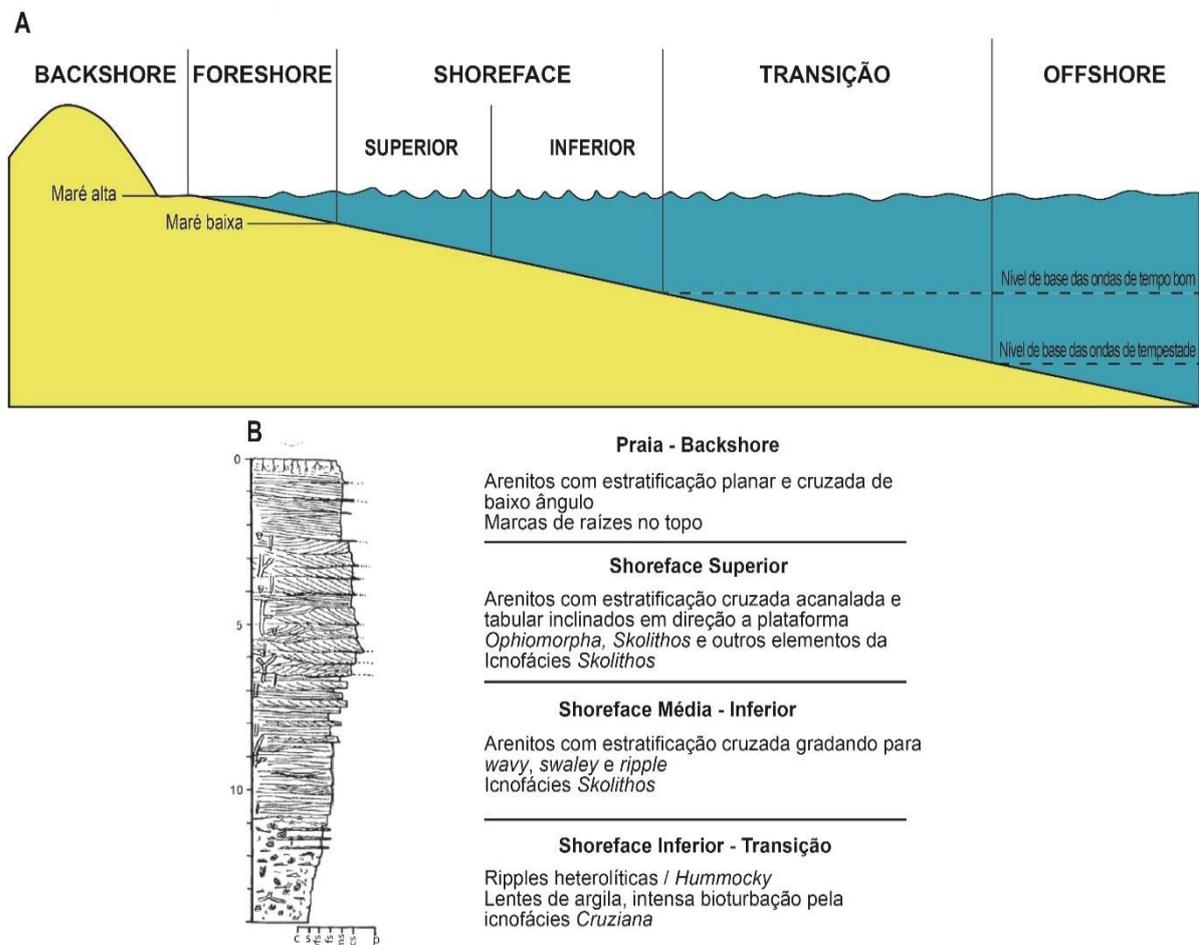
Extremamente sensíveis a menor das flutuações do nível relativo do mar, sistemas marinho rasos incluem uma gama variada de ambientes deposicionais que vão desde a praia e antepraia (*shoreface*) até a plataforma continental externa (Walker e Plint, 1992). No entanto, a maior parte da deposição ocorre sob lâmina d'água relativamente rasas, menor que 100m, e em superfície com baixo gradiente topográfico (Plint, 2010).

O perfil costeiro, da praia em direção a plataforma, é composto pelas zonas de *backshore* (praia), *shoreface* (antepraia), transição e *offshore* (Figura 12). O *foreshore* (face de praia) compreende a parte da plataforma que fica acima do nível de base da maré baixa, em que dominam os processos de alta energia do espriamento e recuo das ondas (Walker e Plint, 1992).

Em seguida, o *shoreface* (antepraia), situado abaixo do nível de base da maré baixa, é composto por areia frequentemente transportadas devido à ação das ondas (Walker e Plint, 1992). Em direção à plataforma, o *shoreface* grada para a zona *offshore* em que o gradiente é ainda menor e a sedimentação é dominada por finos e comumente apresenta bioturbação (Plint, 2010).

Tempestades, apesar de serem eventos episódicos, apresentam um alto potencial de erosão e transporte de sedimentos na plataforma (Plint, 2010). A estratificação cruzada *hummocky* corresponde à uma estrutura formada predominantemente em arenitos finos a muito finos. Os Hummockys têm sua gênese atribuída a ondas de tempestade e ficam preservados nas zonas abaixo do nível de base das ondas em tempo bom (Harms et al., 1975; Walker e Plint, 1992). Em muitos casos do registro geológico, observa-se que acima dos *hummockys* ocorre a estratificação cruzada *swaley* que consiste em uma série de superfícies erosivas rasas com a concavidade voltada para cima (Leckie e Walker, 1982).

FIGURA 12 – PERFIL BATIMÉTRICO E SUCESSÃO DE FÁCIES DAS ZONAS COSTEIRAS

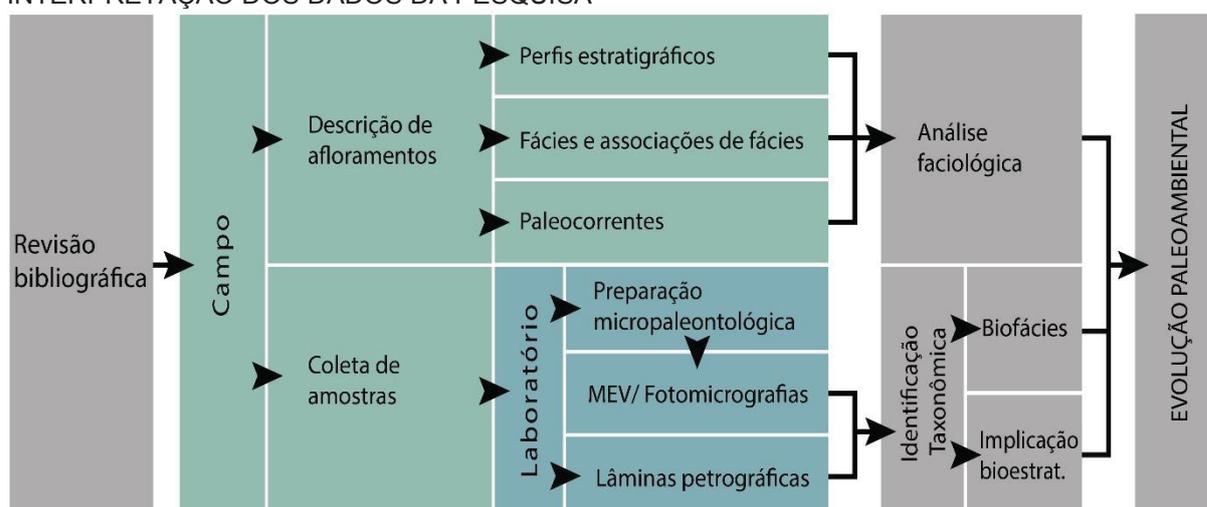


LEGENDA: Fisiografia de ambiente marinho raso e litofácies associadas. A – Perfil costeiro com os diferentes subambientes conforme se avança em direção à plataforma, modificado de Gamero et al. (2008). B – Sucessão de fácies progredante de costa dominada por ondas, adaptado de Plint (2010).

## 5 MATERIAIS E MÉTODOS

A realização da pesquisa envolveu trabalhos de campo com levantamento de perfis estratigráficos, análise de fácies e coleta de amostras. Posteriormente, realizou-se a preparação das amostras para micropaleontologia, confecção de lâminas petrográficas, identificação taxonômica dos microfósseis, delimitação de biofácies e verificação das implicações bioestratigráficas da assembleia identificada. Ao final, ocorreu a integração dos dados micropaleontológicos e faciológicos. As etapas envolvidas na elaboração deste trabalho estão expressas no fluxograma abaixo (Figura 13).

FIGURA 13 – FLUXOGRAMA COM AS ETAPAS ENVOLVIDAS NO LEVANTAMENTO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DA PESQUISA



### 5.1 TRABALHOS DE CAMPO E COLETA DAS AMOSTRAS

Durante os trabalhos de campo realizou-se a descrição de um intervalo não contínuo que totalizaram uma sucessão de aproximadamente 290 m de espessura de rochas das formações Rio Bonito e Palermo em afloramentos situados nos municípios de Taió e Pouso Redondo, todos localizados no estado de Santa Catarina. Ao todo foram descritos 12 afloramentos (Anexo 1) e coletadas 30 amostras (Tabela 1).

Os afloramentos foram descritos em relação à localização pelo sistema de coordenadas planas UTM (Unidade Transversas de Mercator) no *datum* WGS 84 (*World Geodetic System* 1984). Os atributos descritos foram litotipos, estruturas sedimentares e biogênicas a fim de delimitar fácies sedimentares e levantou-se

seções colunares em escala 1:50 nas quais indicou-se os níveis de coleta das amostras.

Como critério de coleta das amostras para micropaleontologia optou-se por amostrar o maior número de diferentes fácies possíveis, conforme condições de acesso ao nível. Nesse contexto, por apresentarem maior potencial microfossilífero, quando uma mesma fácies de granulação mais fina ocorria em espessura superior a um metro, buscou-se amostrá-la a cada metro.

TABELA 1 – COORDENADAS DOS AFLORAMENTOS E RELAÇÃO DAS AMOSTRAS COLETADAS

Afloramento	UTM-E (m)	UTM-N (m)	Amostras
P01	603424	6988484	A01, A02, A03, A04, A05, A06, A07
P02	596883	7001298	A08
P03	599052	6999716	A09, A10
P04	599493	6995539	A11, A12
P05	592073	6999786	A13
P06	593940	6999505	A14, A15, A16, A17, A18
P07	599524	7001795	A19, A20, A21
P08	599584	7002432	A22
P09	595862	6998850	A23, A24
P10	595824	6998717	A25, A26, A27
P11	597376	6999767	A28, A29
P12	595219	6998141	A30

## 5.2 FÁCIES, ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES E BIOFÁCIES

A realização do trabalho levou em conta uma série de conceitos sedimentares e paleontológicos para a interpretação paleoambiental da área de estudo. A análise faciológica envolveu a delimitação de fácies, associação de fácies e dados de paleocorrentes. Ademais, também foram delimitadas biofácies com base no conteúdo micropaleontológico identificado.

As fácies são definidas como um corpo de rocha distinto formado pela combinação particular de características litológicas, estruturais e texturais (Walker, 1992). A nomenclatura delas foi realizada por meio de um sistema de código adaptado de Miall (1978) e Miall (1996). A primeira letra maiúscula representa a granulação dominante (G – *gravel*, S – *sand* e F – *fine*), enquanto as letras seguintes minúsculas representam estruturas sedimentares e biogênicas relevantes.

A partir do agrupamento das fácies geneticamente relacionadas e com significado paleoambiental, delimitou-se as associações de fácies (Collinson, 1969).

Juntamente, foram tomadas 19 medidas de paleocorrentes no intervalo intermediário da Formação Rio Bonito (Tabela 2), adquiridos com o aplicativo Field Move® e bússola Clar.

TABELA 2 – RELAÇÃO DOS DADOS DE PALEOCORRENTES

Afloramento	UTM-E (m)	UTM-N (m)	Estrutura	Paleocorrentes
P09	595862	6998850	<i>Ripple</i>	N284, N303
P10	595824	6998717	<i>Ripple</i>	N303, N284
P11	597376	6999767	<i>Ripple</i>	N131, N167, N160, N220, N225, N050, N080
			<i>Swaley</i>	N187, N182, N167, N070, N090
P12	595219	6998141	<i>Ripple</i>	N255, N283, N289

Com base exclusivamente no conteúdo micropaleontológico das amostras também se delimitou biofácies e classes quantitativas em relação a abundância de microfósseis identificados. As biofácies, nomeadas de A, B, C, D e E, foram definidas a partir das assembléias de microfósseis identificadas e interpretadas de modo que representam um ambiente específico (Fleisher e Lane, 1999). As classes quantitativas para a classificação em relação a abundância de microfósseis foram utilizadas para classificar as amostras conforme o número de espécimes recuperados: raro (1-5), comum (6-10) e abundante (11-15).

### 5.3 PREPARAÇÃO MICROPALAEONTOLOGICA

Na preparação micropaleontológica das 30 amostras coletadas, utilizou-se 250 g de cada amostra (Tabela 3). A preparação ocorreu no LABPALEO (Laboratório de Paleontologia), vinculado à UFPR, e no Núcleo de Paleontologia e Bioestratigrafia do Instituto Geológico (IG), vinculado ao estado de São Paulo.

TABELA 3 – RELAÇÃO DAS AMOSTRAS PROCESSADAS

Amostra	Local de coleta	Litotipo	Processado (g)	Recuperado (g)
A01	P01	Arenito	250	236
A02	P01	Arenito	250	243
A03	P01	Arenito	250	210
A04	P01	Heterolito	250	233
A05	P01	Siltito	250	161
A06	P01	Siltito	250	024
A07	P01	Siltito	250	210
A08	P02	Arenito	250	185
A09	P03	Siltito	250	231
A10	P03	Heterolito	250	240
A11	P04	Siltito	250	215

TABELA 3 – RELAÇÃO DAS AMOSTRAS PROCESSADAS

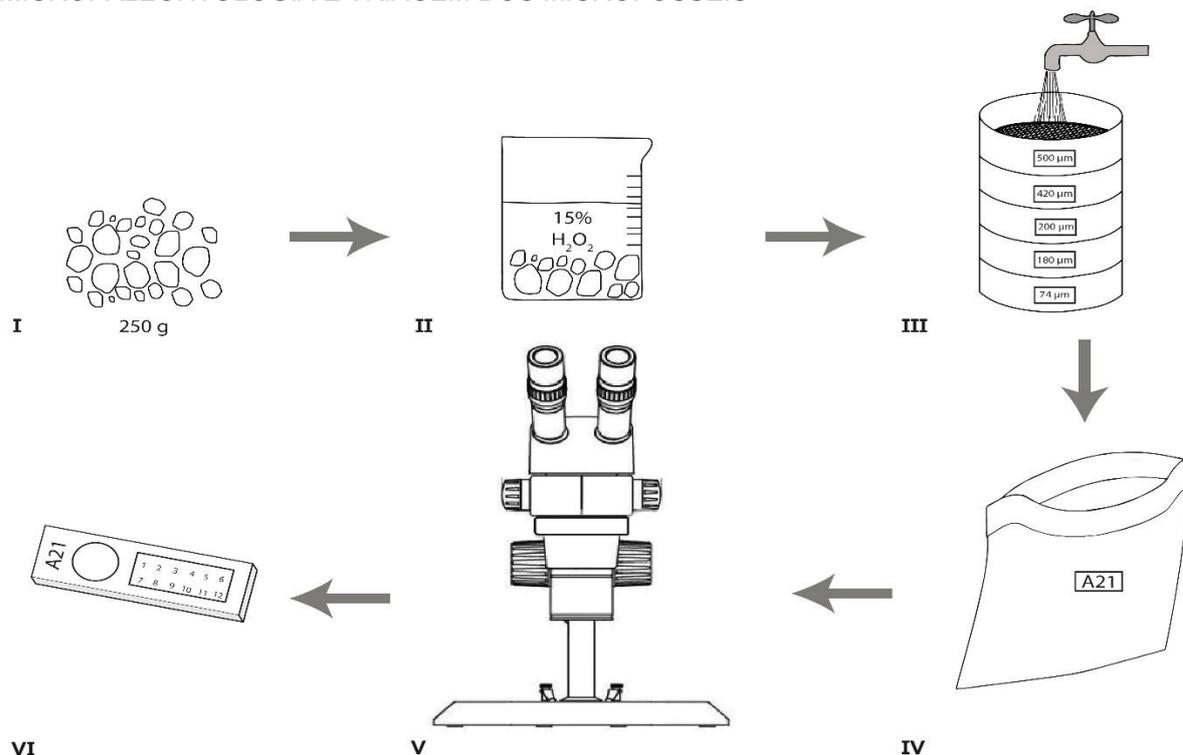
Amostras	Afloramento	Litotipo	Processado (g)	Recuperado (g)
A12	P04	Siltito	250	213
A13	P05	Heterolito	250	169
A14	P06	Folhelho	250	250
A15	P06	Folhelho	250	236
A16	P06	Folhelho	250	225
A17	P06	Folhelho	250	243
A18	P06	Folhelho	250	240
A19	P07	Arenito	250	232
A20	P07	Heterolito	250	206
A21	P07	Siltito	250	191
A22	P08	Siltito	250	185
A23	P09	Heterolito	250	219
A24	P09	Folhelho	250	224
A25	P10	Arenito	250	203
A26	P10	Arenito	250	243
A27	P10	Heterolito	250	141
A28	P11	Arenito	250	154
A29	P11	Arenito	250	227
A30	P12	Arenito	250	246

A preparação das amostras coletadas seguiu os procedimentos padrões adotados em análises micropaleontológicas que visam a recuperação de microfósseis de carapaças mineralizadas em rochas siliciclásticas (Thomas e Murney 1985; Green 2001). Essa etapa envolveu as atividades de desagregação da amostra, ataque com reagente, peneiramento e seleção dos microfósseis (Figura 14).

Primeiramente, a rocha foi desagregada mecanicamente de modo a aumentar a reação. Após a desagregação, o material foi embebecido em solução de 15% de Peróxido de Hidrogênio (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) durante 24 horas. Passado esse intervalo, as amostras foram lavadas sob água corrente em uma série de cinco peneiras granulométricas superpostas com malhas variando de 500 µm a 74 µm.

A secagem das amostras foi realizada em temperatura ambiente. Posteriormente, as porções retidas em cada peneira foram triadas no microscópio estereoscópico. Esse processo envolveu a catação (*picking*) de espécimes de interesse e o acondicionamento destes em lâminas micropaleontológicas. Cada amostra teve a totalidade de sua massa recuperada analisada, sem a realização da técnica do quarteamento.

FIGURA 14 – ILUSTRAÇÃO DOS PROCEDIMENTOS DA PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS PARA MICROPALÉONTOLOGIA E TRIAGEM DOS MICROFÓSSEIS



LEGENDA: I, Fragmentação da amostra e separação de 250 g. II – Ataque da amostra com peróxido de hidrogênio (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>). III – Peneiramento. IV – Acondicionamento das frações recuperadas. V – Triagem no microscópio estereoscópico. VI – Acondicionamento dos microfósseis nas lâminas micropaleontológicas.

#### 5.4 LÂMINAS PETROGRÁFICAS E FOTOMICROGRAFIAS

Os critérios estabelecidos para a seleção de amostras para laminação foram selecionar diferentes fácies, de diferentes afloramentos e de modo a estabelecer uma amostragem bem distribuída ao longo de toda a secção de estudo. Ao todo foram confeccionadas 18 lâminas petrográficas das amostras A1 – A18.

A confecção das lâminas ocorreu no Laboratório de Laminação (LAMIN) vinculado ao Departamento de Geologia da UFPR. A observação e captura das fotomicrografias se deu no Laboratório de Pesquisa em Microscopia (LAPEM), vinculado à mesma divisão da instituição.

A aquisição de imagens foi realizada principalmente por fotomicrografia. Imagens foram capturadas em microscópio estereoscópico dos microfósseis recuperados no LABPALEO e das lâminas petrográficas no LAPEM. Subordinadamente, em parte dos microfósseis recuperados nas amostras A21, A40, A16 e A25, realizou-se análise de MEV no Centro de Microscopia Eletrônica (CME/UFPR).

## 7.5 TAXONOMIA

A identificação dos microfósseis foi feita por meio de consulta em bancos de dados, atlas e artigos científicos. Com o fim de auxiliar na identificação dos microfósseis e verificar seus intervalos de ocorrência, foram consultados os bancos de dados *Paleobiology database* (2021) e WoRMS (2021).

Para as descrições taxonômicas e morfológicas adotou-se Horne et al. (2005) e Rodriguez-Lazaro e Ruiz-Munoz (2012) para os ostracodes, Loeblich e Tappan (1964) para os foraminíferos, Tyson (1995) para os fitoclastos e Doyle (1979) na classificação dos restos de vertebrados.

## 6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 6.1 FIRST RECOGNITION OF MINERAL-WALLED MICROFOSSILS FROM THE EARLY PERMIAN GUATÁ GROUP IN THE PARANÁ BASIN (BRAZIL): BIOFACIES AND RESPONSE TO PALEOENVIRONMENTAL CHANGES

**Key words:** Foraminifera; Ostracoda; Permian; Biofacies; Paraná Basin.

#### ABSTRACT

Mineral-walled microfossils are relevant in studies of Paleozoic basins to understand paleoenvironmental modifications and define stratigraphic correlation horizons. In Paraná Basin, the Guatá Group is a postglacial succession of transitional and marine paleoenvironments of the Eopermian. However, this interval has a lack in the study of mineral-walled microfossils. Thus, to verify the micropaleontological content of Guatá Group, we described 12 outcrops and collected 30 samples in a non-continuous 290 m section from exposures near the city of Taió in Santa Catarina state. The outcrops are described in terms of facies, and vertical profiles were constructed. We prepared the samples following standard micropaleontological techniques, and 18 samples were selected to prepare thin sections. Quantitative classes for abundance classification were delimited based on the number of specimens retrieved: rare (1-5), common (6-10), and abundant (11-15). Moreover, biofacies were delimited based on the microfossiliferous assemblages and their paleoenvironmental significance. The facies analysis of the outcrops identified four facies association: delta-plain, lower shoreface/transition to offshore, estuarine, and offshore. We identified foraminifers, ostracods, fitoclasts, and phosphatic fragments and delimited six biofacies. The benthonic foraminifera identified are attributed to the taxa *Thuramminoides?* sp., *Placentamina* sp., *Hyperamina* sp., *Rhabdammina* sp., *Earlandia* sp., and a miliolid form. The ostracods compose five morphotypes, and the fitoclasts are of elongated and granular shapes. Thus, the six biofacies (A, B, C, D, E, and F) showed important paleoenvironmental information. The studied section graded from typical continental conditions or with relevant continental influence, Biofacies A and B, to marginal shallow marine conditions, Biofacies C and D, estuarine conditions, Biofacies E, and finally offshore conditions, Biofacies F. The overall microfossiliferous

assemblage show a low diversity and abundance tendency, nevertheless it was observed a maximum of benthonic foraminifera's diversity at the lower shoreface / offshore transition deposits and an abundance's maximum of agglutinated foraminifera for the upper interval of the estuarine deposit of the Rio Bonito Formation. Thus, identifying the micropaleontological content from Guatá Group and their stratigraphic distribution allows the establishment of mineral-walled microfossils, in special benthonic foraminifera, as an efficient proxy to trace the postglacial transgression in Eopermian of Paraná Basin.

## 1. Introduction

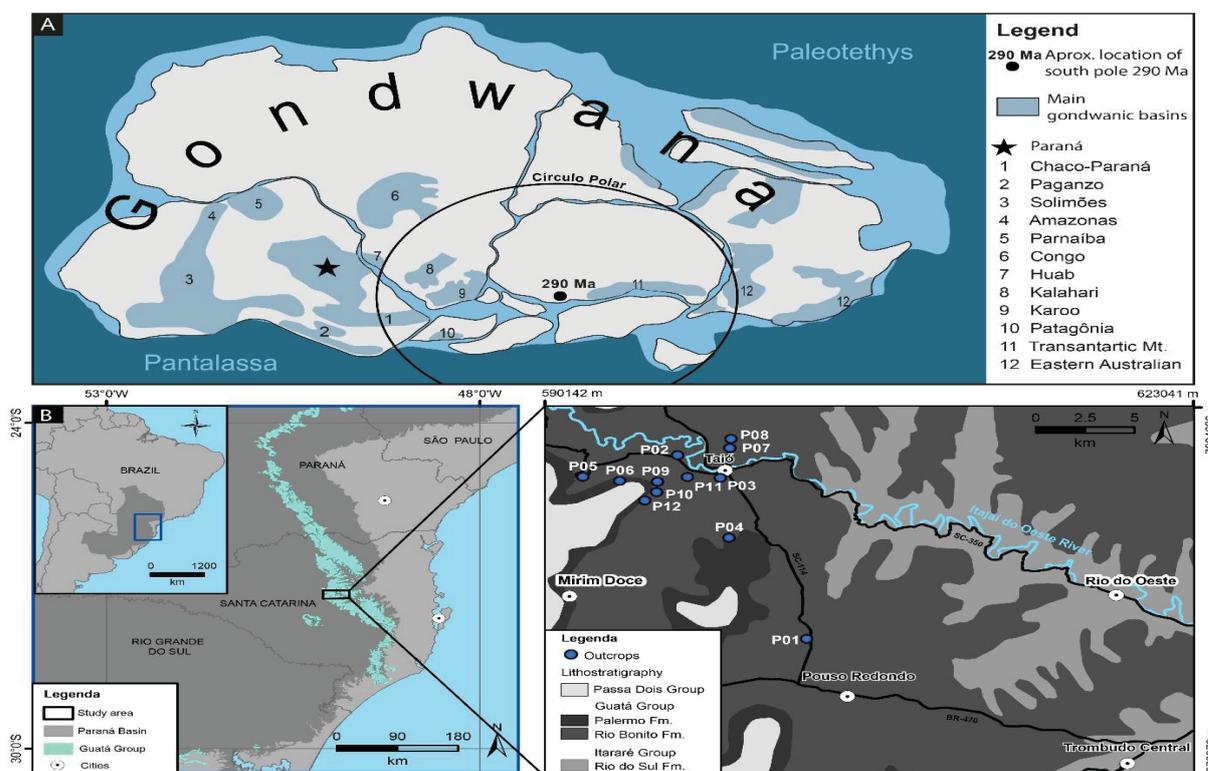
Mineral-walled microfossils are fundamental elements in paleoenvironments reconstructions and biostratigraphy of Paleozoic sedimentary basins (e.g., Scorzoni et al., 2016; Haig and Mory, 2016). The analysis of benthic foraminifera, for example, has been applied in Paleozoic beds to understand paleobathymetry (Haig, 2003), and thus they help detail base-level changes (Davydov et al., 2003). Moreover, ostracods promote paleoenvironmental constraints due to the diversity of habitats that this group occupied in freshwater, brackish, and marine environments (Keen, 1993). However, there is a lack of mineral walled-microfossils studies from paleozoic southern gondwanic basins. Then, a need for further micropaleontological studies at marine intervals to improve global correlation between gondwanic basins is notable (Ferdinando, 2001; Ng et al., 2019).

In Paraná Basin, a southern Gondwana intracratonic basin (figure 1A), the Guatá Group comprehends a post-glacial succession of transitional and marine paleoenvironments with fossils of paleoinvertebrates (Rocha-Campos, 1970), plants (Rösler, 1978; Iannuzzi, 2010), and palynomorphs (Souza, 2006) attributed to Eopermian age (Holz et al., 2010). Underlying the Guatá Group, the LPIA (Late Paleozoic Ice Age) is recorded by the Itararé Group's rocks deposited mainly during the Carboniferous under glacial and interglacial conditions (Isbell et al., 2003a).

The lowest unit of Guatá Group, the Rio Bonito Formation, has the primary coal deposits of the basin and was deposited under fluvial-deltaic, estuarine, and marine paleoenvironments (Tognoli, 2006; Holz et al., 2010) with a rich fossil record (Rocha-Campos, 1970; Souza, 2006; Iannuzzi, 2010). Overlaying, the Palermo Formation comprises shoreface and offshore marine deposits (Tognoli, 2006).

Despite the well-established palynostratigraphy of the Permo-Carboniferous interval of Paraná Basin (Daemon e Quadros, 1970; Souza, 2006; Valdez Buso et al., 2019; Souza et al., 2021), we know little about the mineral-walled microfossils of this interval. There are micropaleontological works focused on Itararé Group units that report escolocodonts and conodonts (Ricetti e Weinschütz, 2011; Wilner et al., 2016) for the Lontras Shale, located at the base of the Rio do Sul Formation – top of Itararé Group (Schneider et al., 1974). Although, for the post-glacial succession of the Guatá Group, the micropaleontological studies presented are technical reports which mention foraminifers, ostracods, and phosphatic fragments (Paulipetro, 1981; 1982). Then, there is a considerable absence of micropaleontological studies at the interval composed by the Guatá Group.

In this context, the mineral-walled microfossil content can improve the understanding of the paleoenvironmental evolution of the Eopermian units of the Paraná Basin. So, we analyzed the sedimentary succession and described the micropaleontological content of the Guatá Group's outcrops near the city of Taió in Santa Catarina state (figure 1B). Therefore, we verified its paleoenvironmental significance through the integration of the sedimentary and micropaleontological data.



**Figure 1** – Paleogeography and location of the studied area. **A** – Paleogeography of Gondwana in Late Paleozoic, modified from Isbell et al. (2003b), Geuna et al. (2010), Craddock et al. (2019) and Rosa and Isbell (2020). **B** – Location of the outcrops and geological map of the studied area.

## 1.1 Geological Setting

The Paraná Basin is a large intracratonic sedimentary basin developed during the Paleozoic – Mesozoic at the southwestern Gondwana (figure 2A). The Late Paleozoic - Triassic units are part of the Gondwana I Supersequence which record the progressive continentalization of the basin in a 2<sup>nd</sup> order transgressive- regressive cycle (Milani et al., 2007).

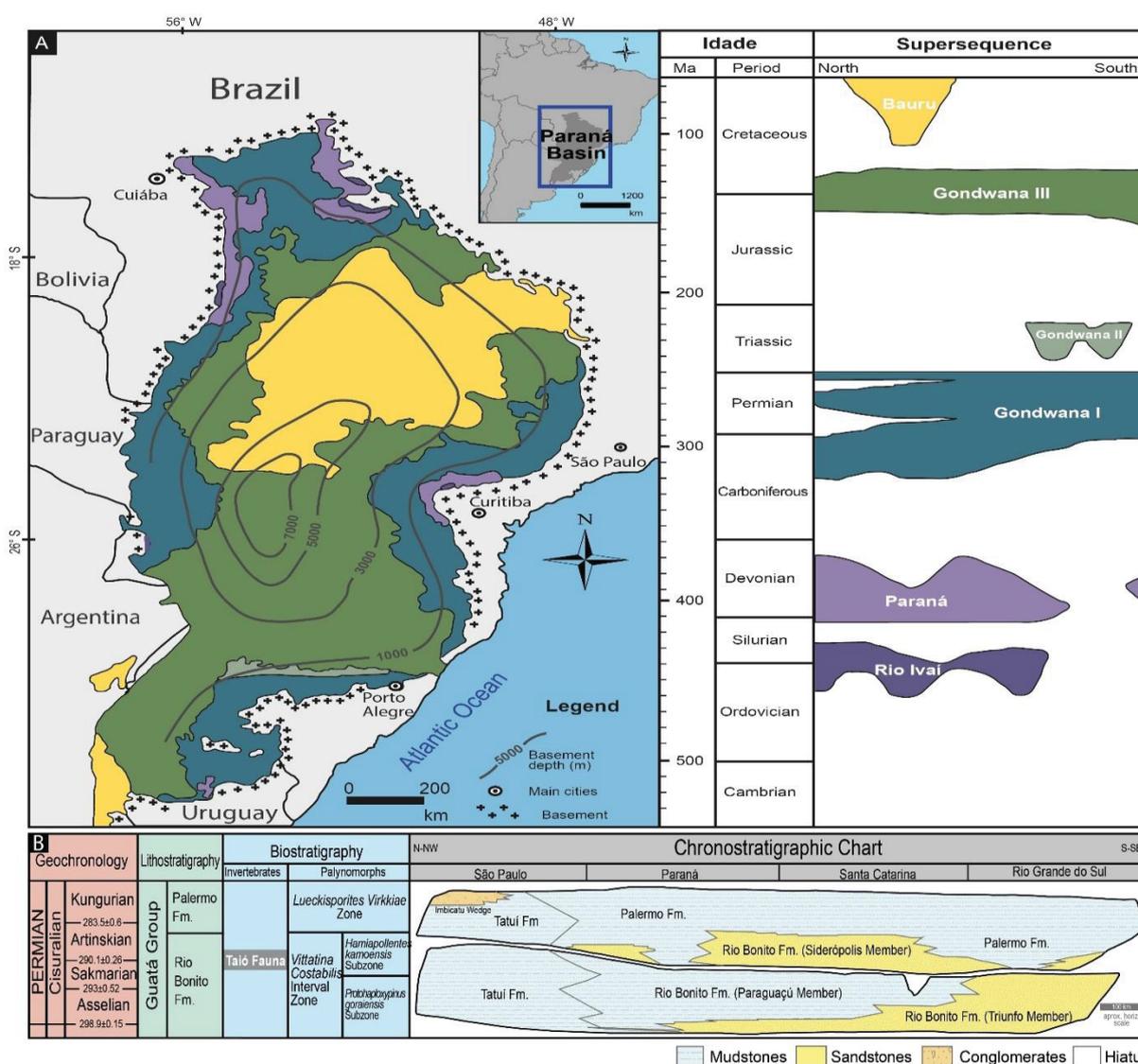
The beginning of this Supersequence is represented by the Itararé Group which records cycles of advance and retreat of glaciers during the Viséan – Asselian interval (Holz et al., 2010; Rosa et al., 2019). The upper unit, the Guatá Group, records the establishment of post-glacial conditions during the Lower Permian (Milani et al., 2007). The Guatá Group is comprised by Rio Bonito and Palermo formations. The Rio Bonito Formation is related to fluvio-deltaic and shallow marine depositional settings (Holz et al., 2010) and has the most relevant coalfields in the basin (Iannuzzi, 2010). In the middle part of the Rio Bonito Formation, Paraguaçu Member, occurs a storm-related shell bed composed by the Taió Fauna deposited in lower shoreface to offshore conditions (Schmidt-Neto et al., 2014). The uppermost unit, the Palermo Formation, is marked by fine-grained rocks and a regional correlation surface related to the maximum flooding surface of Gondwana I Supersequence (Milani et al., 2007).

The Guatá Group is overlaid by the Passa Dois Group that is formed by mixed carbonate-siliciclastic deposits related to the progressive development of arid climate conditions since the Middle Permian until the Early Triassic (Milani, et al., 2007, Ng et al., 2019).

## 1.2 Biostratigraphy and Ages

On the studied interval occurs fossils of paleoinvertebrates (Rocha-Campos, 1970; Simões et al., 1998), rare paleovertebrates, macrophytofossils (Rösler, 1978; Iannuzzi, 2010) and palynomorphs (Souza e Marques Toigo, 2005; Souza, 2006; Souza et al., 2021) that contributes with the age calibration of the Guatá Group (figure 2B). At the base of Rio Bonito Formation there are several levels of volcanic ashes associated to coal fields that are the main source of radiometric dating for the Upper Paleozoic of Paraná Basin (Guerra-Sommer et al., 2009).

The palynostratigraphy of the Permo-Carboniferous is resulted of decades of studies (Daemon e Quadros, 1970; Souza e Marques-Toigo, 2003; Souza, 2006; Souza et al., 2021). The upper part of Itararé Group and the Rio Bonito Formation are inserted at the *Vittatina costabilis* Zone (VcZ) which is positioned in the Gzhelian – Artinskian (Souza et al., 2021). About the transition between the glacial and pos-glacial interval, the palynological data from the upper portion of the Itararé Group (Valdez Buso et al., 2020) showed that the glacial record concentrates in Pennsylvanian, whereas the post-glacial rocks (Guatá Group) had been deposited in warmer climate conditions in the Pennsylvanian – Permian transition (Souza et al., 2021).



**Figure 2** – Geological context of the studied interval. **A** – The six supersequences of Milani et al. (1997) developed during the filling of Paraná Basin, modified from Zalán et al. (1990), Milani et al. (2004) e Holz et al. (2010). **B** – Chronostratigraphic Chart for the Guatá Group, adapted from Holz et al. (2010) with ages corrected according to Souza et al. (2021).

## 2. Methods

We described 12 outcrops and collected 30 samples in a non-continuous 290 m section from Guatá Group's exposures near the city of Taió in Santa Catarina state. The interval is comprised by the members Triunfo and Paraguaçu, part of the Rio Bonito Formation, and by shales of the Palermo Formation. The criteria adopted to sampling was collected from different lithofacies. Exclusively for fine-grained facies, whereas these facies persist for more than one meter, we collected each meter. For micropaleontological preparation, we followed the standard technique for retrieve mineral-walled microfossils from organic-rich siliciclastic rocks with hydrogen peroxide solution (Green, 2001). The mesh sizes used varied from 500 to 74  $\mu\text{m}$ . Also, 18 samples were selected for the preparation of thin sections. The specimens were analyzed under optical microscopy with photomicrographs and scanning electron (SEM).

The sedimentary rocks at the studied section are described in term of facies and grouped into facies associations as product of the facies analysis. The facies were delimited based on their definition as a distinct body of rock marked by particularly sedimentary and biogenic structures that made them distinct from the under- and overlaying rocks (Walker e James, 1992). A facies code was adapted from Miall (1978) and Miall (1996), where the first uppercase letter represents the main granulometry (G – *gravel*, S – *sand* and F – *fine*) and the next lowercase letters are related to any relevant sedimentary and biogenic structure. In addition, we measured 19 paleocurrents data, concentrated at the Middle part of the Rio Bonito Formation. The grouping of genetically related facies with a paleoenvironmental significance resulted in the delimitation of four facies associations (Collinson, 1969).

Based on the micropaleontological content, we delimited six biofacies. The biofacies were named from A to F and were defined based on the paleoenvironmental significance of the different microfossils assemblages identified (Fleisher e Lane, 1999). For taxonomic and morphological descriptions, we adopted Horne et al. (2005) for ostracode, Loeblich e Tappan (1964) for foraminifera, and Tyson (1995) for fitoclasts. Quantitative classes for abundance classification were delimited based on the number of specimens retrieved: rare (1 -5), common (6-10), and abundant (11-15).

Finally, a composite geological section of the studied interval was generated and integrated with the micropaleontological data to allow the interpretation of the paleoenvironmental evolution.

### 3. Results

The data collected from the 12 outcrops of the Guatá Group sedimentary succession resulted in the delimitation of facies, facies associations, the recognition of the micropaleontological content and biofacies. The facies analysis identified four facies associations. Through the identification of the microfossils of these intervals it was revealed the most representative microfossil groups and the environmental significance of the assemblages through the definition of six biofacies. Lastly, all these data were integrated and resulted into a paleoenvironmental analysis of the Guatá Group at the studied area.

#### 3.1 Facies analysis

The outcrops description in terms of facies promoted the construction of a composited section of the Taió region (figure 3). The facies analysis resulted in the recognition of 11 facies (table 1) and in the identification of four facies associations, related to delta plain (FA1), lower shoreface - transition to offshore (FA2), estuarine deposits (FA3) and offshore (FA4).

**Table 1** – Facies code and interpretation (adapted from Miall, 1978 and Miall, 1996)

Facies code	Description	Interpretation
C	Coal beds or lenses	Accumulation of vegetated matter in swamps (Miall, 1978; Miall, 1996)
F1	Dark-greyish shales, occasionally bioturbated	Deposition under decantation process in a low energy pelagic environment
Fm	Beds of massive yellow and grey mudstones	Deposition under decantation process in a low energy environment
H1	Heterolithes composed of linsen to wavy laminations	Deposition during alternating intervals of relatively fast-moving flow and slack water with predominance of the lower energy interval (Martin, 2000)
Hf	Heterolithes composed of flaser to wavy laminations	Deposition during alternating intervals of relatively fast-moving flow and slack water with dominance of the high energy interval (Martin, 2000)

**Table 1** – Facies code and interpretation (adapted from Miall, 1978 and Miall, 1996) Continuation

Facies code	Description	Interpretation
Sh	Fine sandstone with hummocky cross-stratification	Deposition by oscillatory flow under lower hydrodynamic regime (Plint, 2010)
Sw	Fine sandstone with swaley cross-stratification	Deposition by oscillatory-dominant combined-flow conditions with a lower aggradation rate (Plint, 2010)
Sd	Coarse to medium sandstones with muddy drapes, development of ripples locally	Deposition by traction process under lower flow regime alternated with slack water intervals (Allen, 1982)
Sr	Medium to fine sandstones with asymmetric ripples	Migration of subaqueous ripples under lower flow regime (Miall, 1996)
Sm	Coarse to medium sandstone coarse, fine matrix, poorly sorted, massive	Sediment-gravity flow process (Miall, 1996)
St	Coarse to medium sandstones, poorly selected, pebbly at the base, some lithic fragments, normal grading, through-cross bedding	Migration of subaqueous sandy dunes under lower flow regime (Miall, 1996)

### 3.1.1 FA1: Delta-plain facies association

This facies association is composed of sandstones (St, Sr), heterolithes (Hl, Hf) siltstones (Fm) and coal levels (figure 3B) which represents a delta-plain facies association. The St and Sr are related to distributary channels channel filling and crevasse splay deposits. The heterolithic facies (Hl, Hf) represents deposits of the floodplain and the siltstones and coal levels were formed in marsh environments (figure 3B – D).

### 3.1.3 FA2: Lower shoreface / Offshore transition facies association

The sand dominated interval related to FA2 is comprised by the facies Fl, Sh, Sw, Sr, and Sm deposited between the fair-weather wave base and the storm-weather wave base at the Lower shoreface – Offshore transition interface. It represents deposition by decantation process (Fl) disturbed by storm process that remobilized the substrate and were responsible by the deposition of the sandy facies related to the tempestite beds (figure 3E – F).

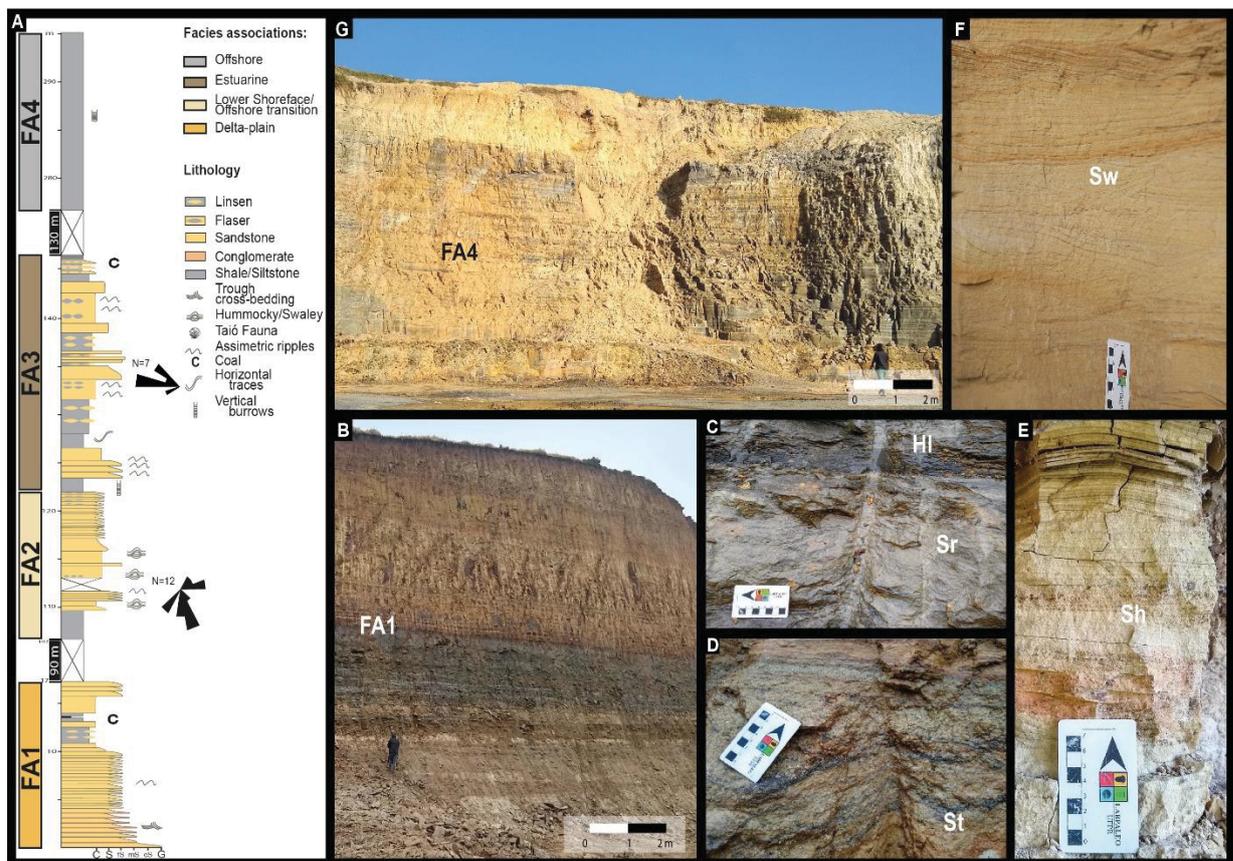
### 3.1.4 FA3: Estuarine facies association

The FA4 is marked by the dominance of heterolithic facies (Hf and Hl) with levels of significant bioturbation, punctuated by sandstones beds of maximum 1 meter thick

(Sr, Sm and Sd), coal lens (C) and thinner shale levels (FI) that represents a typical estuarine depositional setting. The sandy facies Sr and Sm are linked to tidal sand bars and the heterolithic facies represents the deposition under variable energy flow with moments of traction transport alternated with moment of lower energy and deposition by settled-out process related. The lower and middle part of this interval is characteristic of intertidal zone.

### 3.4.5 FA4: Offshore facies association

Comprised only by dark grey shales (FI) which compounds an almost 20 m thick continuous section (figure 3G), the FA4 was deposited in a low energy rich in organic matter offshore environment. The shales represent the sedimentation by suspension settle-out process. Additionally, it is remarkable the presence of vertical burrows in the middle part of this interval.



**Figure 3** – Facies associations and photographs. **A** – Compositated section of the studied area. **B** – General view of the delta-plain facies association (FA1). **C** to **F** – Outcrops photos of the sedimentary facies. **G** – General view of the Offshore facies association (FA4).

## 3.2 Microfossils

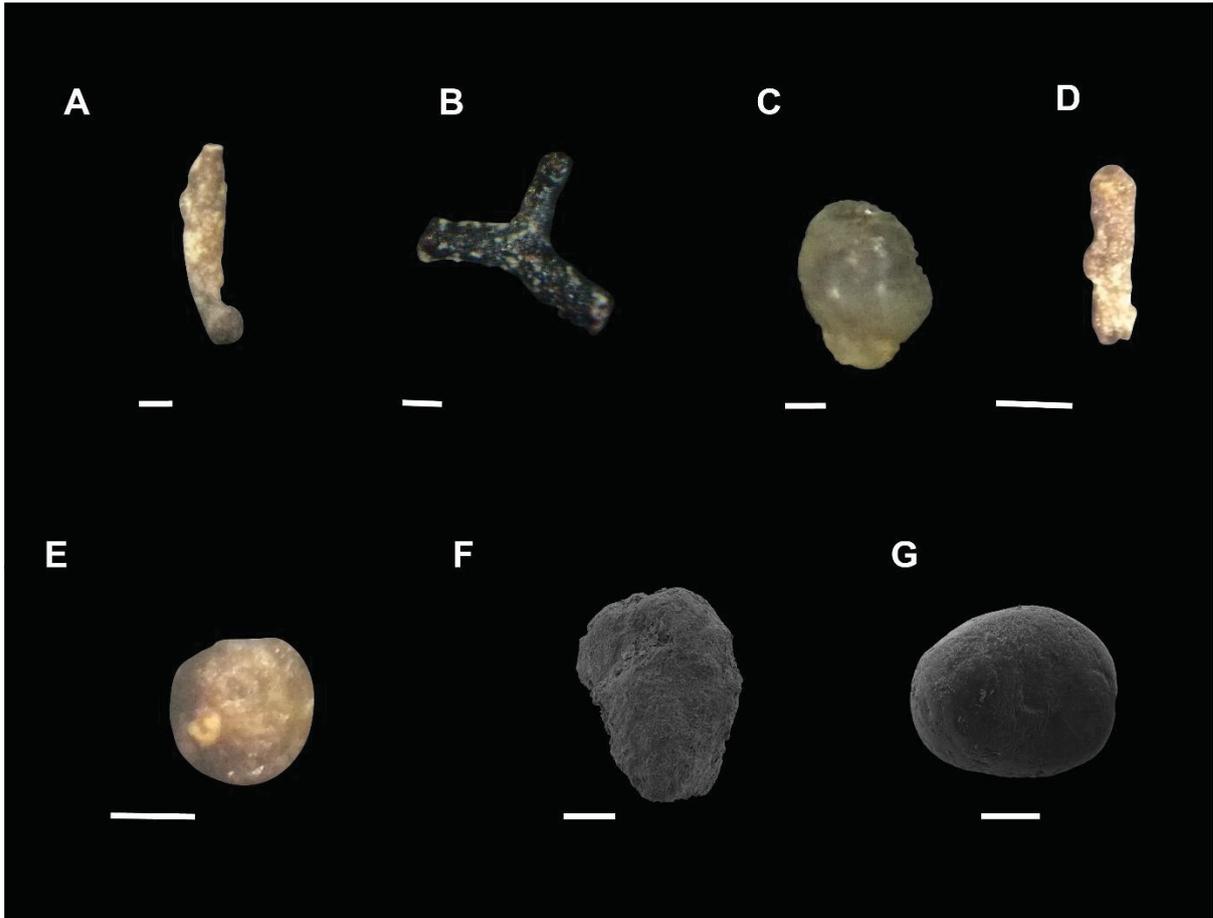
We identified a low diversity microfossiliferous assemblage composed by foraminifers, ostracods, fitoclasts and microscopic vertebrate remains to the Rio Bonito and Palermo formations.

### 3.2.1 Foraminifera

The foraminifers identified in this study are mainly agglutinated forms (figure 4B, D, E, F and G), however taxa with different test composition were also retrieved (figure 4A and C). In total, 7 distinct taxa of foraminifera compound the studied section.

The most commons foraminifers are agglutinated forms attributed to *Rhabdammina* sp. (Sars, 1869), *Hyperammina* sp. (Brady, 1876), *Thuramminoides?* sp. (Plummer, 1945), *Placentammina* sp. (Thalmann, 1947) and a non-identified agglutinated specimen (figure 4F). *Rhabdammina* sp. is an arenaceous agglutinated foraminifera defined by a triradiate test (figure 4B). Formed by a cylindric elongated test, the *Hyperammina* sp. has a test of agglutinated arenaceous composition (figure 4D). The genus *Thuramminoides* correspond to unilocular globose with fine grained agglutinated test firstly describe to the Pennsylvanian of Texas (figure 4G). The *Placentammina* sp. is characterized by a spherical agglutinated test with definite aperture (figure 4E).

Only two taxa of microgranular and porcelaneous test composition are identified. A microgranular form with tubular single chambered test were identified as *Earlandia* sp. (Plummer, 1930) (figure 4A) that was firstly described for shales beds from the Mississippian of Texas. Lastly, a porcelaneous form composed of miliolid tests are also identified but we cannot classify and will need complementary analysis.

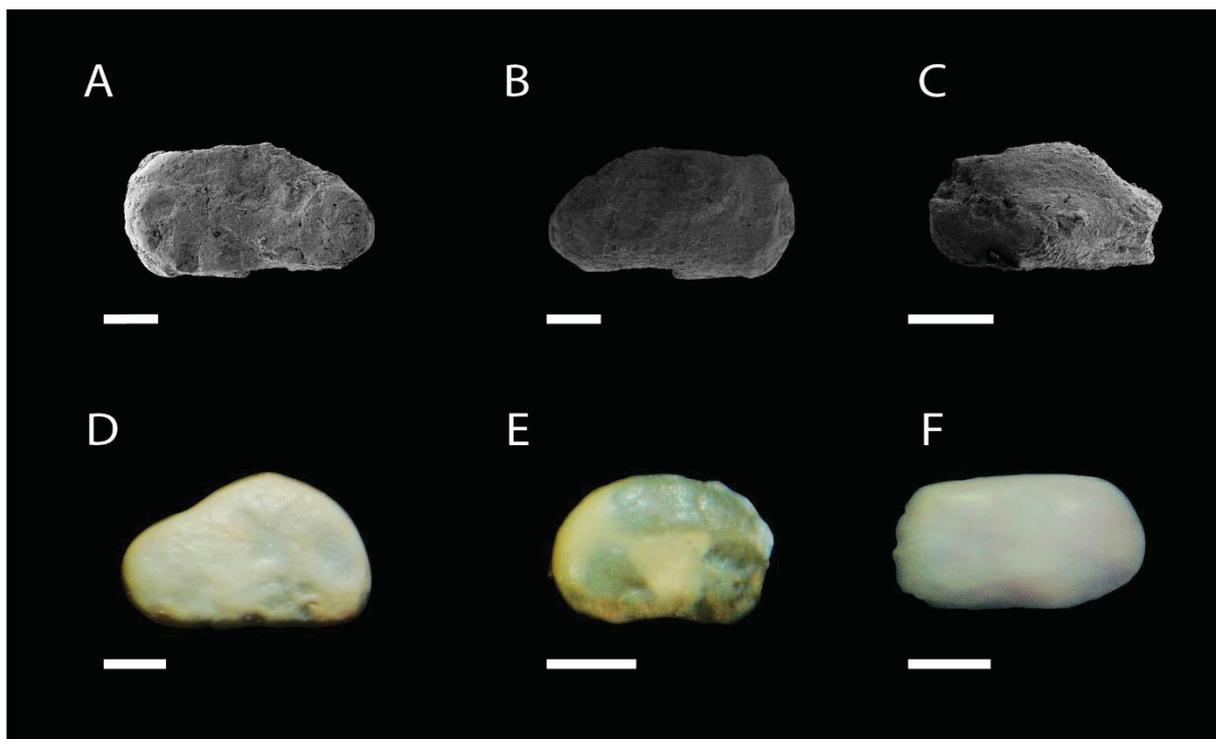


**Figure 4** – SEM and photomicrographs of foraminifers from the Rio Bonito and Palermo formation. Scale bar = 200  $\mu\text{m}$ . **A** – *Earlandia* sp., lateral view, AM08P02. **B** – *Rhabdammina* sp. front view, AM08P02. **C** – Porcelaneous miliolids foraminifer, probably ventral view, AM16P06. **D** – *Hyperammina* sp., lateral view, AM25P10. **E** – *Placentammina* sp., umbilical view, AM13P05. **F** – Non-identified agglutinated specimen, lateral view, AM12P04. **G** – *Thuramminoides?* sp., lateral view, AM14P06.

### 3.2.2 Ostracoda

The ostracods are mainly preserved in the form of steinkerns (figure 5A – E), only in few cases it was observed the calcite valves preserved articulated or disarticulated (figure 5F). Due to the poor preservation, it was difficult to identify them at genus level, so an informal taxonomical classification was adopted.

Then we defined five morphotypes of ostracod in the studied section. The taxa gen. 1 sp.1, gen.2. sp.1, gen 3 sp.1 and gen. 4 sp. 1 are benthic ostracods, members of the Podocopa and the gen.5 sp. 1 morphotype, characterized by the preservation of the calcite valve disarticulated, are a representant of the Myocopoda subclass.



**Figure 5** – SEM and photomicrographs of ostracods from the Rio Bonito and Palermo formations. Scale bar = 200  $\mu\text{m}$ . **A** – gen. sp. 1, lateral view of the right valve, AM02P01. **B** – gen. 1 sp. 1, lateral view of the left valve, AM02P01. **C** – gen. 2 sp. 1, lateral view of the left valve, AM02P01. **D** – gen. 3 sp. 1, lateral view of the left valve, AM02P01. **E** – gen. 4 sp. 1, lateral view of undetermined valve, AM02P01. **F** – gen. 5 sp. 1., lateral view of the left valve, AM19P07.

### 3.2.3 Microscopic vertebrate remains

Microscopic vertebrate remains of phosphatic composition are found in several samples. They comprise bone fragments, fish scales and indetermined fragments of apatitic composition with size ranging from 2 mm to 200  $\mu\text{m}$  and color varying from yellowish gray to brown and dark grey.

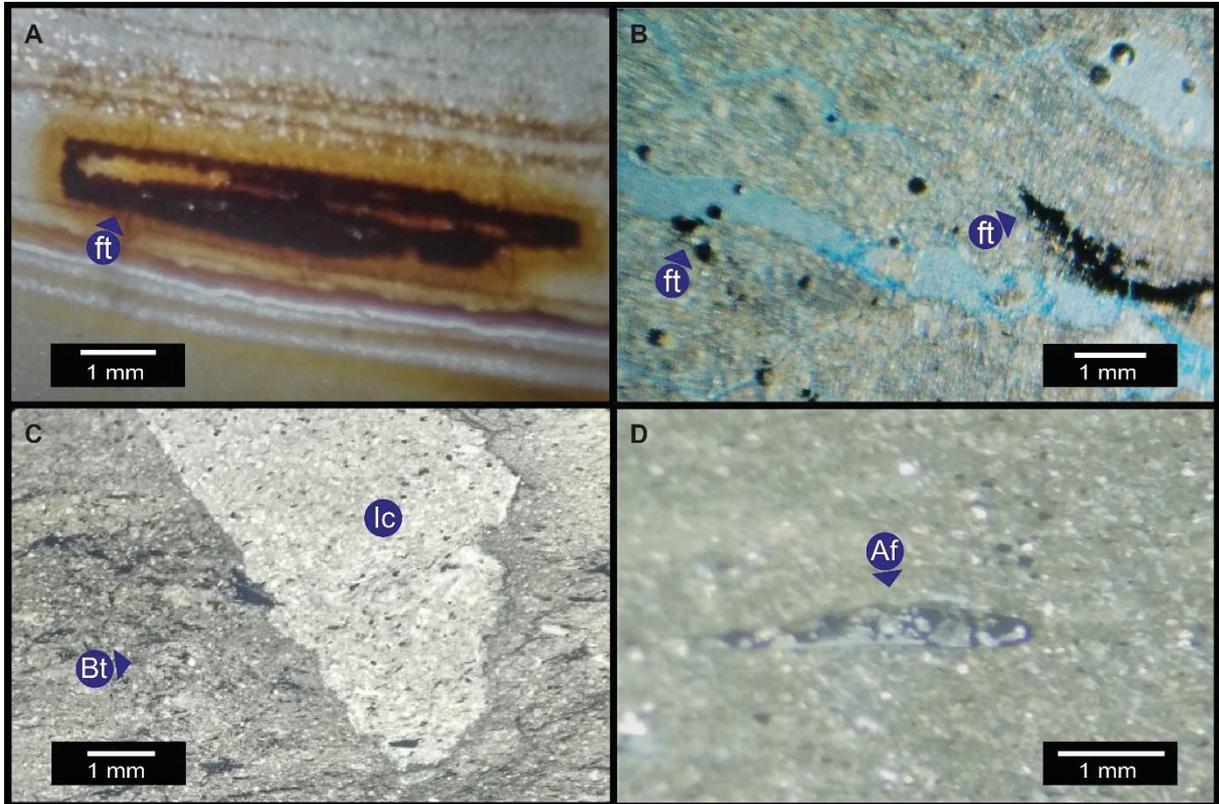
### 3.2.4 Fitoclasts and petrography

Lastly, in thin section, we observed fitoclasts, continental fossil plant fragments some agglutinated foraminifera and details of remarkable bioturbation and ichnofossils.

The fitoclasts have elongated and granular shapes with sizes varying from 2 mm to 0.1 mm. The fitoclasts with elongated shape normally are translucent (figure 5A), instead of the granular fitoclasts that are always opaques. Nevertheless, some elongated fitoclasts that are also opaques occur eventually (figure 5B).

About the ichnology aspects observed in thin section, it is remarkable the existence of levels composed of highly bioturbated intervals associated with fine-

grained facies (FI and HI) and development of vertical burrows (figure 6C). The last relevant feature showed in thin section is the presence of agglutinated arenaceous foraminifera (figure 6D).



**Figure 6** – Photomicrographs of thin sections. **A** - Elongated fitoclast, AM10P03. **B** – Opaques fitoclast of granular and elongated shapes, AM06P01. **C** – Highly bioturbated facies and burrow with sandy filling, AM11P04. **D** – Agglutinated foraminifera in thin section, AF15P06. Legend: Af – agglutinated foraminifera; Bt – bioturbated level; Ft – fitoclast; Ic – ichnofossil.

### 3.3 Biofacies

Based on the distribution and association of the microfossils, we delimited six biofacies entitled A, B, C, D, E and F (table 1). The designation of the biofacies also considered factors like the size of the microfossils (this only valid for the fitoclasts), diversity, and abundance. Thus, we established biofacies that lead to paleoenvironmental interpretations and revealed new insights about the transition of marine and continental influence.

**Table 2** – Biofacies

Biofacies	Components	Environmental interpretation
A	Common occurrence of ostracods podocopa; and rare fish scales and bone fragments.	Brackish/Freshwater
B	Abundant fitoclasts with size > 2mm, abundant vertebrate remains	Continental/Freshwater
C	Rare fitoclasts and vertebrate remains	Marine/Brackish with a lower continental influence
D	Microgranular foraminifera ( <i>Earlandia</i> sp.), agglutinated foraminifera ( <i>Hyperammina</i> sp., <i>Rhabdammina</i> sp. and <i>Placentammina</i> sp.), fish scales and bone fragments.	Shallow marine
E	Marine ostracods (gen.5 sp. 1), agglutinated foraminifera ( <i>Thuramminoides?</i> sp.) and ostracods podocopa	Shallow marine/ Lower shoreface
F	Agglutinated foraminifera ( <i>Thuramminoides?</i> sp.), and porcelaneous forms, Myodocopida ostracod	Offshore

### 3.4 Integrated paleoenvironmental interpretation

Integrating the distribution of microfossils and sedimentary data, we can analyze the paleoenvironmental evolution of the Rio Bonito and Palermo formations in the studied section (figure 7).

The occurrence of abundant ostracods and fitoclasts (Biofacies A and B) at the lower part of the Rio Bonito Formation indicate continental environments, which is also showed by the delta-plain facies association (Biofacies A, B). Although the fitoclasts have been dominant in the basal part of the section (Biofacies B), they also occur at an upper-level associated with hummocky cross-stratification, at the level of the tempestites (Biofacies C and D). This distribution can be linked with the storm events responsible by the formation of the tempestite beds where they were responsible for an increase of continental supply in the marine environment.

In addition, the most relevant feature of the Biofacies D is the high diversity of foraminifers when compared with the overall low diversity of the studied interval. The Biofacies D is composed of a micro granular specimen and three different taxa of agglutinated foraminifera, respectively *Earlandia* sp., *Hyperammina* sp., *Rhabdammina* sp. and *Placentammina* sp. integrated with the sedimentary data show

that the highest diversity of foraminifera is linked with tempestite beds of the lower shoreface – transition to offshore facies association.

The Biofacies E is present only in the upper half of the interval correspondent to the estuarine facies association. It is noteworthy that the samples collected from the lower half of the estuarine facies association had revealed unfossiliferous, which could be linked with the higher bioturbation of this interval. Thus, the bioturbation could difficulted the preservation of the fossils from this interval.

The uppermost biofacies are represented by the Biofacies F, located at the interval of the offshore shales of the Palermo Formation. The biofacies are composed of foraminifers of agglutinated and porcelaneous test composition, and there are rare occurrences of marine ostracods and microscopic vertebrate remains.

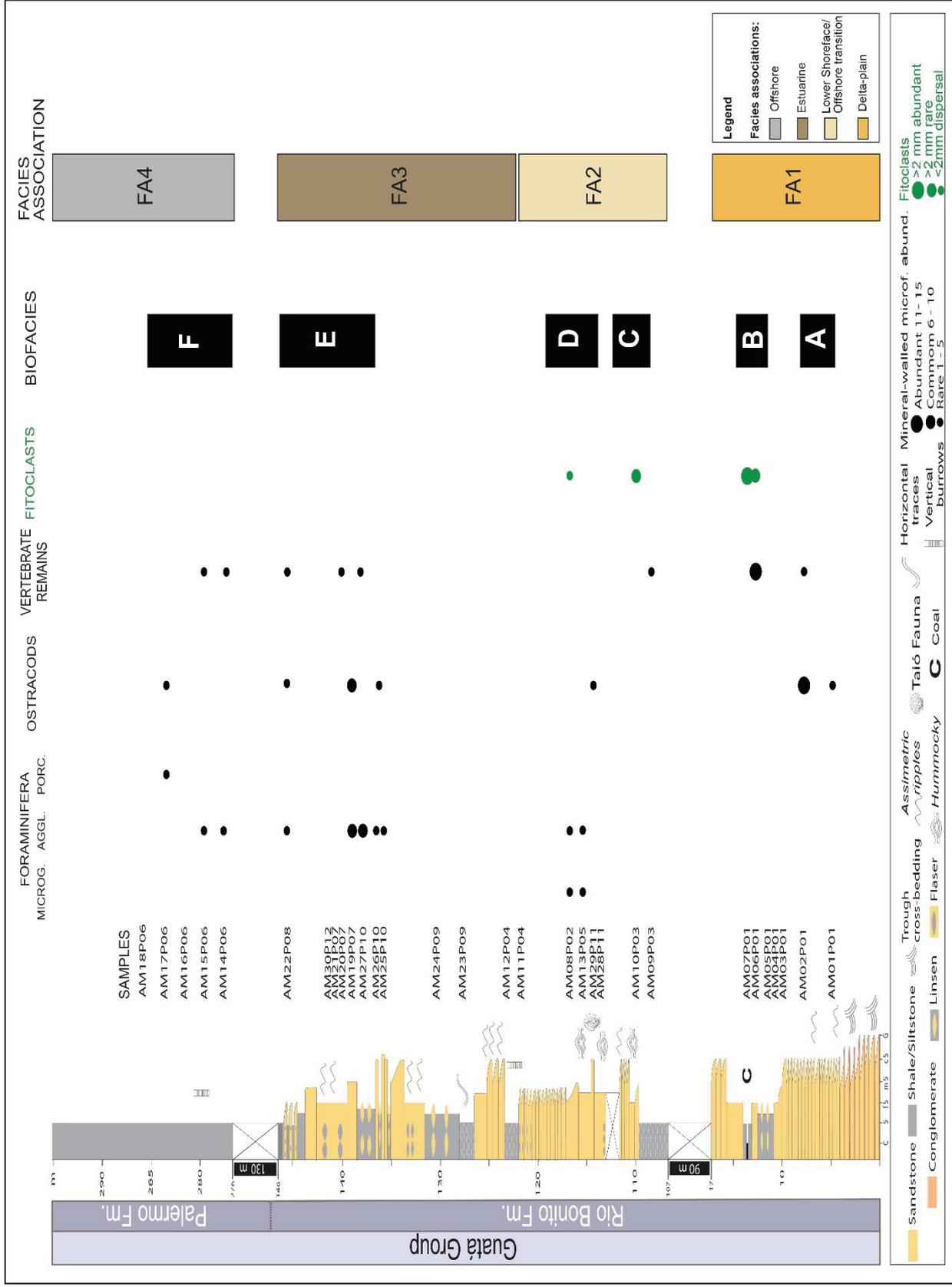


Figure 7 – Composite section with the microfossils, biofacies and facies association identified for the studied section.

#### 4. Discussions and conclusion

In this study, we performed the first description of mineral-walled microfossil and identified an assemblage composed of ostracods, foraminifers, fitoclasts, and microscopic vertebrate remains. We also established their relationship with the paleoenvironmental changes in the Guatá Group at the studied area.

The more relevant microfossil groups identified are benthonic foraminifera and ostracods. The lack of studies focusing on smaller foraminifera is noteworthy for the Permian (Vachard et al., 2010). This is even more marked when considering the absence of studies focusing in the paleozoic foraminifera assemblages of South America and Africa (Ferdinando, 2001). So, we identified a benthonic foraminifera assemblage composed by the taxa *Thuramminoides?* sp., *Hyperammina* sp., *Rhabdammina* sp., *Placentammina* sp., *Earlandia* sp. and a miliolid form.

The application of the fossil foraminifera assemblages for reconstruction of the paleobathymetry was demonstrated by several works from the Permian of Australia (Ferdinando, 2002; Haig, 2003). This is possible because the benthonic foraminifera biofacies are parallel to the cost line and slope and reflect the influence of the substrate, water clarity, sedimentation rate, seasonality, food availability, and dissolved oxygen (Leckie and Olson, 2003). Despite the low diversity of foraminifers, it was possible to delimit a maximum of diversity at the lower shoreface / offshore transition and a maximum of abundance on the upper level of the estuarine deposits.

The six biofacies (A, B, C, D, E and F) showed important paleoenvironmental information. The studied section graded from typical continental conditions, Biofacies A and B to marginal shallow marine conditions, Biofacies C and D. Subsequently, it was developed estuarine conditions, Biofacies E and finally offshore conditions, Biofacies F. Important modifications occurs in the Biofacies D with the establishment of calcareous foraminifera and the development of the highest foraminifera diversity assemblage. In such way, the appearance and increase in abundance of calcareous foraminifera mark the transition from brackish marginal marine to open neritic (Leckie and Olson, 2003).

Through the micropaleontology analysis we identified for the first time several microfossil groups for the Guatá Group unit. Although we did not identify a group with global biostratigraphic relevance, we obtain new data that improve the understanding of the paleoenvironmental evolution of the Eopermian post-glacial sedimentary

succession The continuity of micropaleontological studies from marine intervals of Paleozoic Gondwana basins is important to investigate their mineral-walled microfossil content that still poorly known (Ferdinando, 2002; Haig, 2003, Ng et al., 2019) in aim to identify index microfossil species that can promote correlation horizons.

Thus, analyzing the distribution of the biofacies, we observed two events of upward increase in diversity of benthonic foraminifera that develop in response to paleoenvironmental changes. As a result, the first identification of mineral-walled microfossils to the Guatá Group and their distribution analysis allow the establishment of benthonic foraminifera and ostracods as efficient proxies to trace the late Paleozoic postglacial transgression in Permo-Carboniferous transition and Early Permian of Paraná Basin.

### **Acknowledgments**

We thank the financial support given by CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior). Additionally, the authors thank the Instituto Geológico and Dr. Maria S. S. A. Maranhão for the help with sample preparations and the laboratories LAMIN-UFPR, responsible for the thin sections, and the CME-UFPR for the SEMs analysis.

### **References**

- Allen JRL. Mud Drapes in Sand-Wave Deposits: A Physical Model with Application to the Folkestone Beds (Early Cretaceous, Southeast England). **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**, v. 306, n. 1493, p. 291 – 345, 1982.
- Brady HB. **A monograph of Carboniferous and Permian foraminifera (the genus *Fusulina* excepted)**. Paleontological Society. London: Monograph, n. 30, p. 1 – 166, 1876.
- Collinson JD. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 39, p. 194 – 221, 1969
- Craddock JP, Ojakangas, R. W., Malone, D. H., Konstantinou, A., Mory, A., Bauer, W., Thomasg, R. J., Affinatih, S. C., Zimmerman K. P., Bothak, G., Rocha-Campos, A., Dos Santos, P. R., Eric Tohverm, Riccominin, C., Joe Martino, Jonathan Redferno, Matthew Horstwood, Gehrels, G. Detrital zircon provenance of Permo-

Carboniferous glacial diamictites across Gondwana. **Earth-Science Reviews**, v. 192, p. 285 – 316, 2019.

Daemon RF, Quadros LP. **Bioestratigrafia do Neopaleozoico da Bacia do Paraná**. In: Anais do 24º Congresso Brasileiro de Geologia. Brasília, p. 359-412. 1970.

Davydov VI, Schiappa TA, Snyder WS. Testing the Sequence Stratigraphy Model: Response of Fusulinacean Fauna to Sea-Level Fluctuations (Examples from Pennsylvanian and Cisuralian of the Pricaspian-Southern Urals Region). **Special Publications of SEPM**, 75: 361-378, 2003.

Ferdinando D. **Ostracode and foraminiferal taxonomy and palaeoecology of the Fossil Cliff Member of the Holmwood Shale, northern Perth Basin, Western Australia**. Thesis – University of Western Australia, 2001.

Ferdinando D. Foraminiferal Assemblage in the Fossil Cliff Member of the Holmwood Shale, northern Perth Basin. **Geological Survey of Western Australia – technical papers**, 2000-01: 53 -57, 2002.

Fleisher RL, Lane HR. Chapter 17: Applied paleontology. In: BEAUMONT, E. A.; FOSTER, N. H. (Eds.) **Treatise in Petroleum Geology Predicting the occurrence of oil and gas traps**. Tulsa: AAPG, p. 865 – 929, 1999.

Geuna SE, Escosteguy LD, Limarino CÓ. Paleomagnetism of the Carboniferous-Permian Patquía Formation, Paganzo basin, Argentina: implications for the apparent polar wander path for South America and Gondwana during the Late Palaeozoic. **Geologica Acta**, n. 8, v. 4, 373 – 397, 2010.

Green OR. **A Manual of Practical Laboratory and Field Techniques in Palaeobiology**. Springer-Science & Business Media, Washington, 538p, 2001.

Guerra-Sommer M, Cazzulo-Klepzig M, Santos JOS, Hartmann LA, Ketzer JMM, Formoso MLL. Radiometric age determination of tonsteins and stratigraphic constrains for the Lower Permian coal succession in southern Paraná Basin, Brazil. **International Journal of Coal Geology**, v. 74, p. 13 – 27, 2009.

Haig D, Mory A. Middle Permian (Roadian) Foraminifera from mudstone facies of the type Baker Formation, Southern Carnarvon Basin, Western Australia. **Journal of the Royal Society of Western Australia**, 99(2): 61–75, 2016.

Haig D. Palaeobathymetric zonation of foraminifera from lower Permian shale deposits of a high-latitude southern interior sea. **Marine Micropaleontology**, 49: 317-334, 2003.

Holz M, França AB, Souza PA, Iannuzzi R, Rohn R. 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**, 29: 381–399, 2010.

- Horne, D.J., Schon, I., Smith, R., Martens, K. What are Ostracoda? A cladistic analysis of the extant superfamilies of the subclasses Myodocopa and Podocopa (Crustacea: Ostracoda). In: Koenemann, S., Jenner, R.A. (Eds.). **Crustacea and Arthropod Relationships**. Boca Raton: CRC Press, p. 249 – 273, 2005.
- Iannuzzi R. 2010. The flora of Early Permian coal measures from the Paraná Basin in Brazil: a review. **International Journal of Coal Geology**, 83: 229–247.
- Isbell JL, Lenaker PA, Askin RA, Miller MF, Babcock LE. Reevaluation of the timing and extent of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Role of the Transantarctic Mountains. **Geology**, v. 31, n. 11, p. 977 – 980, 2003a.
- Isbell JL, Miller MF, Wolfe KL, Lenaker PA. Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cyclothems? **Special papers-geological society of America**, v. 370, p. 5 – 24, 2003b.
- Keen MC. Ostracods as Palaeoenvironmental Indicators: Examples from the Tertiary and Early Cretaceous. In: Jenkins, D. G. (ed) **Applied Micropalaeontology**. Springer: 41-67, 1993.
- Leckie RM, Olson HC. Foraminifera as proxies for sea-level change on siliciclastic margins. **Special Publications of SEPM**, 75: 5 -19, 2003.
- Loeblich AR, Tappan H. **Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C: Protista 2**. Lawrence: The University of Kansas Press e The Geological Society of America, 1964.
- Martin, AJ. Flaser and wavy bedding in ephemeral streams: a modern and an ancient example. **Sedimentary Geology**, v. 136, n. 1, p. 1 – 5, 2000.
- Miall AD. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In: \_\_\_\_\_. **Fluvial Sedimentology**. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 597 – 604, 1978.
- Miall AD. Methods of Architectural-Element Analysis. In: \_\_\_\_\_. **The Geology of Fluvial Deposits**. Berlin: Springer, p. 75 – 98. 1996.
- MILANI EJ. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO V, BARTORELLI A, CARNEIRO CDR, BRITO-NEVES BB. (Orgs.) **Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, p.265-291, 2004.
- Milani EJ, Melo JHG, Souza PA, Fernandes LA, França AB. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 15: 265–287, 2007.
- Ng C, Vega CS, Maranhão MDSAS. Mixed carbonate-siliciclastic microfacies from Permian deposits of Western Gondwana: Evidence of gradual marine to continental transition or episodes of marine transgression? **Sedimentary Geology**, 390: 62-82, 2019.

- Paulipetro. **Resultado final das análises do Poço Piratininga nº01 (1-PA-1-SP)**. Relatório RT-028/81. São Paulo, 1981.
- Paulipetro. **Relatório final das análises do Poço Estratigráfico Lagoa Azul nº01 (2-LA-1-SP)**. Relatório RT-162/82. São Paulo, 1982.
- Plint AG. Wave- and Storm-Dominated Shoreline and Shallow-Marine Systems. In: JAMES NP, DALRYMPLE RW. (Eds.) **Facies Models 4**. Kingston: Geological Association of Canada, p. 167 – 200, 2010.
- Plummer HJ. Calcareous foraminifera in the Brownwood shale near Bridgeport, Texas. **University of Texas Bulletin** 3019: 5-21, 1930.
- Plummer HJ. Smaller foraminifera in the Marble Falls, Smithwick, and lower Strawn strata around the Llano uplift in Texas. **University of Texas Bulletin**, 4401: 209-271, 1945.
- Ricetti JHZ, Weinschutz LC. Ocorrência de escolecodontes (Annelida, Labidognatha) nas formações Mafra e Rio do Sul, Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná, Brasil. **Paleontologia em Destaque**, v. 64, p. 31 – 32, 2011.
- Rocha-Campos AC. **Moluscos permianos da Formação Rio Bonito**. Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, 251: 1-89, 1970.
- Rosa EL, Isbell JL. Late Paleozoic Glaciation. In: Elias S, Alderton D. (Eds.) **Encyclopedia of Geology**. Academic Press, 2nd edition, p. 534 – 545, 2020.
- Rosa EL, Vesely FF, Isbell JL, Kipper F, Fedorchuk ND, Souza PA. Constraining the timing, kinematics and cyclicity of Mississippian-Early Pennsylvanian glaciations in the Paraná Basin, Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 384, p. 29 – 49, 2019.
- Rösler O. The Brazilian eogondwanic floral succession. **Boletim IG-USP**, 9: 85-90, 1978.
- Sars in Carpenter, WB. On the Rhizopodal Fauna of the Deep Sea. **Proceedings of the Royal Society of London**. 18(114-122): 59-62., 1869.
- Schmidt-Neto H, Netto, RG, Tognoli, FMW. Análise tafonômica das concentrações fossilíferas da Formação Rio Bonito na região de Taió, Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, 17: 208-225, 2014.
- Schneider RL, Mühlmann H, Tommasi E, Medeiros RA, Daemon RF, Nogueira AA. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: **Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia**. Porto Alegre, p. 41 – 65, 1974.
- Scomazzon AK, Moutinho LP, Nascimento, S, Lemos, VB, Matsuda, NS. Conodont biostratigraphy and paleoecology of the marine sequence of the Tapajós Group,

- Early - Middle Pennsylvanian of Amazonas Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 65, 25-42, 2016.
- Simões MG, Rocha-Campos AC, Anelli LE. Paleoeology and evolution of Permian bivalve faunas (Paraná Basin) in Brazil. In: Johnston PA, Haggart JW. (Eds.) **Bivalves: an eon of evolution. Paleobiological studies honoring Norman D. Newell**. Alberta: University of Calgary Press, p. 443 – 452, 1998.
- Souza P.A. 2006. Late carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, 138: 9-29.
- Souza, P. A.; Marques-Toigo, M. An overview on the palynostratigraphy of the Upper Paleozoic Brazilian Paraná Basin. **Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales**, v. 5, p. 205 – 214, 2003.
- Souza PA, Marques-Toigo M. Progress on the palynostratigraphy of the permian strata in Rio Grande do sul state, paraná basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 77 (2) pp. 353-365, 2005.
- Souza PA, Boardman DR, Premaor E, Félix CM, Bender RR, Oliveira EJ. The Vittatina costabilis Zone revisited: New characterization and implications on the Pennsylvanian-Permian icehouse-to-greenhouse turnover in the Paraná Basin, Western Gondwana. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 106, 102968, 2021.
- Thalman HE. Index to New Genera, Species, and Varieties of Foraminifera for the Year 1945, with Supplements for the Period 1939-1944, and Addenda (1942-1945). **Journal of Paleontology**, 21(4): 355-395, 1947.
- Tognoli FMW. **Estratigrafia das sequências deposicionais do Grupo Guatá, borda leste da Bacia do Paraná**. Tese – Unesp, Rio Claro, 119 p, 2006.
- Tyson RV. **Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies**. Springer Science & Business Media, 615 p., 1995.
- Vachard D, Pille L, Gaillot J. Palaeozoic Foraminifera: systematics, palaeoecology and responses to global changes. **Revue de Micropaléontologie**, 53(4): 209-254, 2010.
- Valdez Buso V, Milana JP, Di Pasquo M, Paim PSG, Philipp RP, Aquino CD, Cagliari J, Junior FC, Kellner B. Timing of the late paleozoic glaciation in western Gondwana: new ages and correlations from Paganzo and Paraná basins. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 544, artigo 10924, 2020.
- Walker RG, James NP (Eds.) **Facies models response to sea level change**. Ontario: Geological Association of Canada, 1992
- Wilner E, Lemos VB, Scmazzon AK. Associações naturais de conodontes Mesogondolella spp., Grupo Itararé, Cisuraliano da Bacia do Paraná. **Gaea**, v. 9, p. 30 – 36, 2016.

Zalán PV, Wolff S, Astolfi MAM, Vieira IS, Concelcao JCJ, Appi VT, Neto EVS, Cerqueira JR, Marques A. The Parana Basin, Brazil: Chapter 33: Part II. Selected Analog Interior Cratonic Basins: Analog Basins. In: LEIGHTON, M. W. KOLATA, D. R. OLTZ, D. T. E IDEL, J. J. (eds) **AAPG Memoirs 51: Interior Cratonic Basins**. Tulsa: AAPG, p. 681 – 708, 1990.

## 6.2 RESULTADOS E DISCUSSÕES COMPLEMENTARES

Além do resultado principal, apresentado na forma de manuscrito no subcapítulo anterior, a pesquisa também resultou em informações sobre a classificação taxonômica dos microfósseis e suas implicações bioestratigráficas.

### 6.2.1 Taxonomia

A seguir, encontram-se detalhadas as classificações taxonômicas dos dois principais grupos de microfósseis encontrados na área de estudo – foraminíferos e ostracodes.

#### *Foraminíferos*

Os foraminíferos encontrados apresentam diferentes composições de testa: aglutinante, calcítica microgranular e porcelanosa. A seguir encontra-se a classificação desses espécimes:

### **PALEONTOLOGIA SISTEMÁTICA**

Ordem FORAMINIFERIDA Eichwald, 1830

Subordem TEXTULARIINA Delage e Hérouard, 1896

Superfamília AMMODISCACEA Reuss, 1862

Família ASTHORHIZIDAE Brady, 1881

Subfamília HIPPOCREPININAE Rhumber, 1895

Gênero *Hyperammina* Brady, 1878

#### ***Hyperammina* sp.** (Anexo 2D).

Descrição: testa alongada, cilíndrica, parede aglutinante compostas por sedimentos grossos, cimento ferruginoso, 1 mm de comprimento.

Distribuição estratigráfica: Ordoviciano ao recente (Loeblich e Tappan, 1964).

Subfamília ASTHORHIZINAE Brady, 1881

Gênero *Rhabdammina* Sars, 1869

***Rhabdammina* sp.** (Anexo 2B).

Descrição: testa composta por braços alongados que radiam de uma câmara central relativamente pequena, parede aglutinante, 3 mm de diâmetro.

Distribuição estratigráfica: Ordoviciano ao recente (Loeblich e Tappan, 1964).

Superfamília AMMODISCACEA Reuss, 1862

Família SACCAMMINIDAE Brady, 1884

Subfamília DIFFUSILININAE Loeblich e Tappan, 1964

Gênero *Thuramminoides* Plummer, 1945

***Thuramminoides?* sp.** (Anexo 2G).

Descrição: testa esférica, unilocular, parede aglutinante constituída por sedimentos finos, sem abertura visível, diâmetro de aproximadamente 1 mm.

Distribuição estratigráfica: Mississippiano, Chadiano (Ausich, 1978) ao Permiano, Sakmariano (Dixon e Haig, 2004).

Subfamília SACAMMININAE Loeblich e Tappan, 1988

Gênero *Placentammina* Thalmann, 1947

***Placentammina* sp.** (Anexo 2E).

Descrição: unilocular, esférica, testa aglutinante de sedimentos finos, abertura marcada.

Distribuição estratigráfica: Permiano (Dixon e Haig, 2004) ao recente (Loeblich e Tappan, 1988).

Subordem FUSULININA Wedekind, 1937  
Superfamília PARATHURAMMINACEA Bykova, 1955  
Família MORAVAMMINIDAE Pokorný, 1951  
Subfamília EARLANDIINAE Cummings, 1955  
Gênero *Earlandia* Plummer, 1930

***Earlandia* sp.** (Anexo 2A).

Descrição: testa de composição calcítica microgranular, com prolóculo globular seguido de câmara alongada cilíndrica com abertura no final, comprimento de 2 mm.

Distribuição estratigráfica: Devoniano (Bardashev et al., 2005) ao Cretáceo (Yilmaz, 1999).

Subordem MILIOLINA Delage e Hérouard, 1896

**gen. 1 sp. 1** (Anexo 2C)

Descrição: multilocular, testa de composição calcítica porcelanosa, miliolidiforme, tamanho de 500 um.

Distribuição estratigráfica: Carbonífero ao recente (Vachard et al., 2010).

*Ostracodes*

Os ostracodes identificados são referentes a cinco morfotipos diferentes (Anexo 1) e ocorrem principalmente como moldes internos, sem a preservação da carapaça quitino-calcítica, o que dificulta sua classificação taxonômica.

## PALEONTOLOGIA SISTEMÁTICA

Classe OSTRACODA

Subclasse PODOCOPA

Ordem PODOCOPIDA Sars, 1866

**gen. 1 sp. 1** (Anexo 2H e I)

Descrição: molde interno, formato alongado, margem dorsal com desenvolvimento de concavidade acentuada em sua porção anterior, comprimento de 800  $\mu\text{m}$ .

**gen. 2 sp. 1** (Anexo 2J)

Descrição: molde interno, formato alongado, valva direita, margem dorsal com concavidade em sua porção posterior e anterior, essa mais acentuada, comprimento de 400  $\mu\text{m}$ .

**gen. 2 sp. 1** (Anexo 2K)

Descrição: molde interno, em forma de gota, extremidade anterior arredondada e desenvolvimento de concavidade na porção posterior da margem dorsal, comprimento de 600  $\mu\text{m}$ .

**gen. 3 sp. 1** (Anexo 2L)

Descrição: molde interno, carapaça subtrapezoidal, comprimento de 400  $\mu\text{m}$ .

Distribuição estratigráfica: Ordoviciano ao Recente (Rodriguez-Lazaro e Ruiz-Munoz, 2012).

Subclasse MYODOCOPA  
Ordem MYODOCOPIDA

**gen. 5 sp. 1** (Anexo 2M)

Descrição: carapaça alongada, valva direita preservada, lisa, margem ventral convexa, margem dorsal retilínea subparalela a margem ventral, comprimento de 500  $\mu\text{m}$ .

Distribuição estratigráfica: Ordoviciano ao Recente (Rodriguez-Lazaro e Ruiz-Munoz, 2012).

### 6.2.2 Bioestratigrafia

A partir da distribuição dos microfósseis ao longo do intervalo de estudo (Figura 15), observou-se que ostracodes e fragmentos microscópio de vertebrados ocorrem ao longo de todo o intervalo. Os fitoclastos apresentam-se restritos na porção inferior, enquanto os foraminíferos ocorrem a partir da porção média e em quase todas as amostras analisadas a partir de determinado intervalo.

Em relação aos foraminíferos identificados, estes não apresentam potencial bioestratigráfico muito alto. Os foraminíferos *Rhabdammina* sp. e *Hyperammina* sp., por exemplo, ocorrem desde o Ordoviciano até os dias atuais (Loeblich e Tappan, 1964). Dentre os demais foraminíferos, o de ocorrência temporal mais restrita é *Thuramminoides* que ocorre do Mississipiano (Ausich, 1978) ao Sakmariiano (Dixon e Haig, 2004). No entanto, eles podem vir a ser úteis em zoneamentos de escala regional.

Isso também é válido para os ostracodes, em que, devido não ter sido possível realizar uma classificação taxonômica mais aprofundada, apenas se conseguiu chegar a grupos maiores que apresentam sua ocorrência desde o Ordoviciano ao recente (Rodriguez-Lazaro e Ruiz-Munoz, 2012). Em relação aos fitoclastos, que representam fragmentos de lenho de vegetais superiores, e fragmentos fosfáticos, os quais também não foi possível se aprofundar em sua classificação taxonômica devido à baixa preservação e/ou por serem fragmentos muito pequenos, também não se conseguiu informações mais restritas sobre idades do que apresentado anteriormente.

FIGURA 15 – DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS MICROFÓSSEIS IDENTIFICADOS PARA O GRUPO GUATÁ

GEOCRONOLOGIA.		LITOESTRATIGRAFIA	INTERVALO AMOSTRADO	MICROFÓSSEIS			
				FORAMINÍFEROS MICROG. AGL. PORC.	OSTRACODES	FRAGMENTOS MICRO. DE VERTEBRADOS	FITOCLASTOS
<b>PERMIANO</b>	<b>CISURALIANO</b>	Kungurian	FORMAÇÃO PALERMO				
		—283.5±0.6—					
		Artinskian	MEMBRO SIDERÓPOLIS				
		—290.1±0.26—					
		Sakmarian	FORMAÇÃO RIO BONITO MEMBRO PARAGUAÇU				
		—293±0.52—					
		Asselian	MEMBRO TRIUNFO				

Legenda: Distribuições dos grupos de microfósseis identificados. Geocronologia e litoestratigrafia obtidos de Holz et al. 2010 com atualização dos dados de Souza et al., 2021.

## 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os grupos de microfósseis identificados com maior representatividade no intervalo de estudo correspondem aos foraminíferos aglutinantes e ostracodes. Entretanto, observou-se que esses grupos ocorrem em uma baixa abundância e diversidade. Sobre a variação da diversidade dos grupos de microfósseis, destacam-se os intervalos correspondentes a porção média da Formação Rio Bonito, Membro Paraguaçu, que apresentam dois picos de diversidade de ocorrência de foraminíferos bentônicos.

A integração dos dados da análise faciológica e micropaleontológica se provou uma importante ferramenta para a verificação da evolução paleoambiental do Grupo Guatá. A análise faciológica permitiu identificar associações de fácies que revelam paleoambientes relacionados a planície-deltaica, ambientes marinhos rasos, estuário e marinho profundo (*offshore*). Com base nas biofácies, observou-se que o intervalo referente as formações Rio Bonito e Palermo vai de condições continentais ou com influência, assinaladas pelas Biofácies A e B para marinho raso, Biofácies B e C, condições estuarinas, Biofácies D e *offshore*, Biofácies E e F. Destaca-se nessa conjuntura, a observação de um pico de diversidade de foraminíferos bentônicos nos depósitos de transição shoreface inferior/*offshore* da Formação Rio Bonito e um pico de abundância de foraminíferos aglutinantes para o intervalo superior dos depósitos estuarinos dessa mesma unidade. Essa variação na diversidade e abundância de foraminíferos provavelmente está relacionado a variações na profundidade da lâmina d'água, conforme já comprovado em estudos de outras bacias sedimentares paleozoicas.

Em relação à bioestratigrafia, observou-se que os microfósseis identificados apresentam pouco potencial biocronoestratigráfico, devido a apresentarem ocorrência temporal abrangente. No entanto, um maior detalhamento tanto taxonômico como da ocorrência desses microfósseis em outras regiões da bacia, em especial ostracodes e foraminíferos, pode ser úteis para a construção de biozoneamentos de escala regional.

O estudo também identificou três intervalos estratigráficos do Grupo Guatá que se destacam por apresentar potencial para novos estudos e têm mérito para a realização de novas prospecções micropaleontológicas em escala de maior detalhe. São eles: camadas de tempestitos relacionadas a Fauna Taió, porção superior dos

depósitos estuarinos do Membro Paraguaçu e folhelhos *offshore* da Formação Palermo.

Dessa forma, é possível concluir que o estudo possibilitou a delimitação da ocorrência de microfósseis de parede mineralizada para o Grupo Guatá na área de trabalho. Assim, demonstrou-se novamente o potencial do intervalo siliciclástico do Paleozoico Superior da Bacia do Paraná para estudos micropaleontológicos.

## REFERÊNCIAS

- ADÔRNO, R. R.; DO CARMO, D. A.; SALAS; M. J., ZABINI; C.; ASSINE, M. The earliest Ostracoda record from Brazil: Vila Maria Formation, Rio Ivaí Group, Paraná Basin, Central Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 19, n. 3, p. 379–388, 2016.
- ALLEN, J. R. L. Mud Drapes in Sand-Wave Deposits: A Physical Model with Application to the Folkestone Beds (Early Cretaceous, Southeast England). **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**, v. 306, n. 1493, p. 291 – 345, 1982.
- ANTUNES, R. L.; MELO, J. H. G. Micropaleontologia e estratigrafia de sequências. In: RIBEIRO, H. J. P. S. (Org.) **Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e aplicações**. São Leopoldo: Editora UNISINOS, 2001. p. 137 – 259.
- ARMSTRONG, H. A.; BRASIER, M. D. **Microfossils**. Blackwell Publishing: Oxford, 2005.
- ASSINE, M. L.; ALVARENGA, C. J.; PERINOTTO, J. A. J. Formação Iapó: glaciação continental no limite Ordoviciano/Siluriano da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 1, p. 51 – 60, 1998.
- ASSINE, M. L.; ZACHARIAS, A. Á.; PERINOTTO, J. A. J. Paleocorrentes, paleogeografia e sequências deposicionais da Formação Tatuí, centro-leste do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 1, p. 33 – 40, 2003.
- AUSICH, W. I. **Community Organization, Paleontology, and Sedimentology of the Lower Mississippian Borden Delta Platform (Edwardsville Formation, Southern Indiana)**. Tese de Doutorado – Indiana University, 1978.
- AZEVEDO, K. L.; VEGA, C. S.; FERNANDES, L. A. Taphonomic aspects of vertebrate fossils from Bauru Group, Upper Cretaceous, Brazil. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 68-69., p. 43 – 51, 2013.
- BALINI, M.; FERRETTI, A.; FINNEY, S.; MONECHI, S. The contribution of fossils to chronostratigraphy, 150 years after Albert Oppel. **Lethaia**, v. 50, n. 3, p. 323 – 335, 2017.
- BARDASHEV, I. A.; BARDASHEVA, N. P.; WEDDIGE, K.; ZIEGLER, W. Stratigraphy and facies of the Middle Paleozoic of parts of southern Tien-Shan in Tajikistan and Uzbekistan. **Senckenbergiana lethaea**, v. 85, n. 2, p. 319 – 364, 2005.
- BHATTACHARYA, J. P. Deltas. In: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G (Eds.). **Facies models revisited**. Oklahoma: Society for Sedimentary Geology, 2006. p. 237 – 292.
- BHATTACHARYA, J. P. Deltas. In: JAMES, N. P.; DALRYMPLE, R. W. (Eds.) **Facies Models 4**. Kingston: Geological Association of Canada, 2010. p. 233 – 264.

BHATTACHARYA, J. P.; WALKER, R. G. Deltas. In: WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (Eds.) **Facies models response to sea level change**. Ontario: Geological Association of Canada, 1992, p. 157 – 178.

BENNETT, C. A review of the Carboniferous colonisation of non-marine environments by ostracods. **Senckenbergiana lethaea**, v. 88, n. 1, p. 37 – 46, 2008.

BERGUE, C. T.; MARANHÃO, M. D. S. A. S.; 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.

BIGNOT, O. **Los Microfossiles**. Madri: Paraninfo S.A. Artes Graficas, 1988.

BOGGS, S. J. **Principles of Sedimentology and Stratigraphy**. Nova Jersey: Pearson Education, 2006.

BOYD, R.; DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A. Estuarine and incised-valley facies models. In: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. (Eds.). **Facies models revisited**. Oklahoma: Society for Sedimentary Geology, 2006. p. 171–235.

BOUDAGHER-FADEL, M. K. Chapter 1: Biology and Evolutionary History of Larger Benthic Foraminifera. In: \_\_\_\_\_. **Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera**. Reino Unido: UCL Press, 2018. p. 1 – 44.

BOYD, R.; DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A. Estuarine and incised-valley facies models. In: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. (Eds.). **Facies models revisited**. Oklahoma: Society for Sedimentary Geology, 2006. p. 171 – 236.

CASTRO, J. C. Marcos de arenitos marinho raso e litorâneo na Formação Rio Bonito, flanco sudeste da Bacia do Paraná. In: **Anais do Congresso Brasileiro de Paleontologia**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Paleontologia, 1987, p. 1001 – 1011.

CASTRO, M. R.; PERINOTTO, J. A. D. J.; DE CASTRO, J. C. Fácies, análise estratigráfica e evolução pós-glacial do Membro Triunfo / Formação Rio Bonito, na faixa subafiorante do norte catarinense. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 4, p. 533 – 538, 1999.

CATUNEANU, O. **Principles of sequence stratigraphy**. Amsterdã: Elsevier, 2006.

CHAHUD, A. Vertebrados Paleozoicos do Estado de São Paulo. In: CARVALHO, I. S. (Org.) **Paleontologia: Cenários de Vida**. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2007, p. 101 – 110.

CHAVES, H. A. F., RODRIGUES, R., ADE, M. V. B. Geochemical characterization of coal deposits of Candiota coalfield Rio Bonito Formation (Eo-Permian) of Paraná Basin, South Brazil. **Journal of Sedimentary Environments**, v. 3, n. 1, p. 19 – 35, 2018.

COHEN, K.M., FINNEY, S.C., GIBBARD, P.L., FAN, J. X. 2020. **The ICS International Chronostratigraphic Chart**. International Commission on Stratigraphy (ICS), 2020.

Disponível em: <<http://www.stratigraphy.org/ICSchart/-ChronostratChart2020-03.pdf>>. Acesso em: 31 mar. 2021.

COIMBRA C. G, BERGUE. Capítulo 2 – Ostracodes. In: CARVALHO, I. S. (Org.) **Paleontologia Volume 2: microfósseis e paleoinvertebrados**. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2010, p.35 – 51.

COLLINSON, J. D. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 39, p. 194 – 221, 1969.

CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais). **Mapa geológico do estado de Santa Catarina**. Porto Alegre, 2014. Escala: 1:500.000. Disponível: <<https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/17996?show=full>>. Acesso em: 20 mai. 2020.

CRADDOCK, J. P., OJAKANGAS, R. W., MALONE, D. H., KONSTANTINOU, A., MORY, A., BAUER, W., THOMASG, R. J., AFFINATIH, S. C., ZIMMERMAN K. P., BOTHAK, G., ROCHA-CAMPOS, A., DOS SANTOS, P. R., ERIC TOHVERM, RICCOMININ, C., JOE MARTINO, JONATHAN REDFERNO, MATTHEW HORSTWOOD, GEHRELS, G. Detrital zircon provenance of Permo-Carboniferous glacial diamictites across Gondwana. **Earth-Science Reviews**, v. 192, p. 285 – 316, 2019.

CRASQUIN, S.; VASLET, D.; LE NINDRE, Y. M. Ostracods of the Permian-Triassic Khuff Formation, Saudi Arabia: palaeoecology and palaeobiogeography. **GeoArabia**, v. 11, n. 1, p. 55 – 76, 2006.

CRASQUIN, S.; FOREL, M. B. Ostracods (Crustacea) through Permian–Triassic events. **Earth-Science Reviews**, v. 137, p. 52 – 64, 2013.

CRESPIN, I. Permian Ostracoda from eastern Australia. **Proceedings of the Royal Society of Queensland**, v. 56, n. 4, p. 31 – 36, 1945.

CRESPIN, I. Permian foraminifera of Australia. **Bulletin of the Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics**, v. 48, p. 1 – 207, 1958.

CRUZ, N. M. C.; SOARES, O. 1996. Associações Palinológicas do Devoniano do Estado do Paraná. In: **Anais do Simpósio Sul-Americano do Siluro-Devoniano: Estratigrafia e Paleontologia**. Ponta Grossa, 1996, p. 45 – 54.

D'ORBIGNY, A. D. Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. **Annales des Sciences Naturelles**. v. 7, p. 96 – 169, 245-314, 1826.

DAEMON, R. F.; QUADROS, L. P. Bioestratigrafia do Neopaleozoico da Bacia do Paraná. In: **Anais do 24º Congresso Brasileiro de Geologia**. Brasília, 1970, p. 359-412.

DALRYMPLE, R. W. Tidal depositional systems. In: WALKER, R. G; JAMES, N. P. (Eds.) **Facies models response to sea level change**. Ontario: Geological Association of Canada, 1992, p. 195 – 218.

DALRYMPLE, R. W. Tidal Depositional Systems. In: JAMES, N. P.; DALRYMPLE, R. W. (Eds.) **Facies Models 4**. Kingston: Geological Association of Canada, 2010. p. 201 – 222.

DAVYDOV, V. I.; SCHIAPPA, T. A.; SNYDER, W. S. Testing the Sequence Stratigraphy Model: Response of Fusulinacean Fauna to Sea-Level Fluctuations (Examples from Pennsylvanian and Cisuralian of the Pricaspian-Southern Urals Region). **Special Publications of SEPM**, v. 75, p. 361 – 378, 2003.

DICKINS, I. J. M. Permian pelecypods and gastropods from Western Australia. **Bulletin of the Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics**, n. 63, p. 1 – 2003, 1963.

FERDINANDO, D. **Ostracode and foraminiferal taxonomy and palaeoecology of the Fossil Cliff Member of the Holmwood Shale, northern Perth Basin**, Western Australia. Tese – University of Western Australia, 2001.

FERDINANDO, D. Foraminiferal Assemblage in the Fossil Cliff Member of the Holmwood Shale, northern Perth Basin. **Geological Survey of Western Australia – technical papers**, n. 2000-01: p. 53 – 57, 2002.

FLEISHER, R. L.; LANE, H. R. Chapter 17: Applied paleontology. In: BEAUMONT, E. A.; FOSTER, N. H. (Eds.) **Treatise in Petroleum Geology Predicting the occurrence of oil and gas traps**. Tulsa: AAPG, 1999, p. 865 – 929.

FRANÇA, A. B.; CALDAS, A. F. F. D. Diferenciação e evolução dos sistemas deltaicos na parte superior do Grupo Tubarão, Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13., p. 56 – 68, 1983.

GALLOWAY, W. E. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: BROUSSARD, M. L. (Ed.) **Deltas—Models for Exploration**. Houston: Houston Geological Society, 1975, p. 87 – 98.

GAMERO, H.; LEWIS, N.; WELSH, R.; ZAVALA, C.; CONTRERAS, C. Evidences of a Shelfal Hyperpycnal Deposition in the Pliocene Sandstones in the Oilbird Field, SE Coast, Trinidad: Impact on Reservoir Distribution and Field Re-Development. In: **AAPG Hedberg Research Conference**. Ushuaia, 2008. Disponível online em: <[https://www.searchanddiscovery.com/abstracts/html/2008/hedberg\\_argentina/extended/gamero/gamero.htm](https://www.searchanddiscovery.com/abstracts/html/2008/hedberg_argentina/extended/gamero/gamero.htm)>. Acesso em: 20 mai. 2021.

GEUNA, S. E.; ESCOSTEGUY, L. D.; LIMARINO, C. Ó. Paleomagnetism of the Carboniferous-Permian Patquía Formation, Paganzo basin, Argentina: implications for the apparent polar wander path for South America and Gondwana during the Late Palaeozoic. **Geologica Acta**, n. 8, v. 4, 373 – 397, 2010.

GORDON J. R. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Notas Preliminares e Estudos, DNPM/DGM**, n. 38, p.1-20, 1947.

GREEN, O. R. **A Manual of Practical Laboratory and Field Techniques in Palaeobiology**. Washington: Springer-Science & Business Media, 2001.

GUERRA-SOMMER, M.; CAZZULO-KLEPZIG, M.; SANTOS, J. O. S.; HARTMANN LA; KETZER, J. M. M.; FORMOSO, M. L. L. Radiometric age determination of tonsteins and stratigraphic constrains for the Lower Permian coal succession in southern Paraná Basin, Brazil. **International Journal of Coal Geology**, v. 74, p. 13 – 27, 2008.

HAIG, D. Palaeobathymetric zonation of foraminifera from lower Permian shale deposits of a high-latitude southern interior sea. **Marine Micropaleontology**, v. 49, p. 317 – 334, 2003.

HAIG, D; MORY, A. Middle Permian (Roadian) Foraminifera from mudstone facies of the type Baker Formation, Southern Carnarvon Basin, Western Australia. **Journal of the Royal Society of Western Australia**, v. 99, n. 2, p. 61 – 75, 2016.

HARMS, J. C.; SOUTHARD, J. B.; SPEARING; D. R.; WALKER, R. G. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences: **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists**, Short Course n. 2, p. 1 – 161, 1975.

HOLZ M.; FRANÇA A. B.; SOUZA P. A.; IANNUZZI R.; ROHN R. 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, p. 381 – 399, 2010.

HOLZ, M.; KÜCHLE, J.; PHILIPP, R. P.; BISCHOFF, A. P.; ARIMA, N. Hierarchy of control on stratigraphic signatures: base-level changes during Early Perminan in the Paraná Basin, southernmost Brazil. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 22, p. 185 – 204, 2006

HOLZ, M.; SOUTO-RIBEIRO, A. Taphonomy of the south-Brazilian Triassic vertebrates. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 491 – 494, 2000.

HORNE, D.J., SCHON, I., SMITH, R., MARTENS, K. What are Ostracoda? A cladistic analysis of the extant superfamilies of the subclasses Myodocopa and Podocopa (Crustacea: Ostracoda). In: KOENEMANN, S., JENNER, R.A. (Eds.). **Crustacea and Arthropod Relationships**. Boca Raton: CRC Press, 2005, p. 249 – 273.

IANNUZZI, R. The flora of Early Permian coal measures from the Paraná Basin in Brazil: a review. **International Journal of Coal Geology**, v. 83, p. 229 – 247, 2010.

IANNUZZI, R.; SOUZA, P. A. Floral succession in the Lower Permian deposits of the Brazilian Paraná Basin: an up-to-date overview. **New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin**, v. 30, p. 144 – 149, 2005.

IBGE. Bases Cartográficas Contínuas. 2015. Escala 1:250.000. Disponível em: <<https://portaldemapas.ibge.gov.br/portal.php#mapa206426>>. Acesso em: 10 abr. 2020.

ISELL, J. L.; LENAHER, P. A.; ASKIN, R. A.; MILLER, M. F.; BABCOCK, L. E. Reevaluation of the timing and extent of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Role of the Transantarctic Mountains. **Geology**, v. 31, n. 11, p. 977 – 980, 2003a.

ISELL, J. L.; MILLER, M. F.; WOLFE, K. L.; LENAHER, P. A. Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cyclothems? **Special papers-geological society of America**, v. 370, p. 5 – 24, 2003b.

KEEN, M. C. Ostracods as Palaeoenvironmental Indicators: Examples from the Tertiary and Early Cretaceous. In: JENKINS, D. G. (Ed.) **Applied Micropalaeontology**. Amsterdã: Springer Netherlands, 1993, p. 41 – 67.

LECKIE, D.A.; WALKER, R.G. Storm- and tide-dominated shorelines in Late Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval - outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada: **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 66, p. 138 – 157, 1982.

LECKIE, R. M.; OLSON, H. C. Foraminifera as proxies for sea-level change on siliciclastic margins. **Special Publications of SEPM**, v. 75, p. 5 – 19, 2003.

LOEBLICH, A. R.; TAPPAN, H. **Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C: Protista 2**. Lawrence: The University of Kansas Press e The Geological Society of America, 1964.

LOEBLICH, A. R.; TAPPAN, H. **Foraminiferal genera and their classification**. Nova Iorque: Springer US, 2015.

LUCAS, S. G.; SHEN, S. The Permian timescale: an introduction. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 450, n. 1, p. 1 – 19, 2017.

M'COY, F. **Synopsis of the characters of the carboniferous limestone fossils of Ireland**. Dublin: University Press, Dublin, 1844.

MARANHÃO, M. S. A. S.; PETRI, S. Novas ocorrências de fósseis nas formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo e considerações preliminares sobre seus significados paleontológico e bioestratigráfico. **Revista do Instituto Geológico**, v. 17, n. 1 – 2, p. 33 – 54, 1996.

MARTIN, A. J. Flaser and wavy bedding in ephemeral streams: a modern and an ancient example. **Sedimentary Geology**, v. 136, n. 1, p. 1 – 5, 2000.

MEDEIROS R. A.; THOMAZ FILHO A. 1973. Fácies e Ambientes Depositionais da Formação Rio Bonito. In: **Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Geologia**. Aracaju: SBG, vol. 3, 1973, p. 3 – 12.

MENEGAZZO, M. C.; CATUNEANU, O.; CHANG, H. K. The South American retroarc foreland system: the development of the Bauru Basin in the back-bulge province. **Marine and Petroleum Geology**, v. 73, p.131 – 156, 2016.

MIALL, A. D. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In: \_\_\_\_\_. **Fluvial Sedimentology**. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, 1978, p. 597 – 604.

MIALL, A. D. Methods of Architectural-Element Analysis. In: \_\_\_\_\_. **The Geology of Fluvial Deposits**. Berlin: Springer, 1996, p. 75 – 98.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. Porto Alegre, 2v. Tese de Doutorado – UFRGS, 1997.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Orgs.) **Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004, p.265-291.

MILANI, E. J.; FACCINI, U. F.; SCHERER, C. M.; ARAÚJO, L. M.; CUPERTINO, J. A. Sequências e hierarquia estratigráfica da bacia do Paraná (Ordoviciano ao Cretáceo), sul do Brasil. **Boletim IG-USP**, Série Científica, v. 29, p. 125-173, 1998.

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

MORELATTO, R. **Bacia Do Paraná: Sumário Geológico e Setores em Oferta**. Agência Nacional do Petróleo (ANP): Superintendência de Definição de Blocos, 2017. 18 p. Disponível em: <[http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round15/Mapas/Sumario\\_Geologico\\_R15\\_Parana.pdf](http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round15/Mapas/Sumario_Geologico_R15_Parana.pdf)>. Acesso em: 20 mar. 2021.

MOURO, L. D.; FERNANES, A. C. S.; ROGERIO, D. W. Análise das espículas de poríferos do Afloramento Pedreira 21, Formação Rio do Sul, Itaiópolis, Santa Catarina. **Paleontologia em Destaque**, n. 65, p. 28 – 29, 2012.

MURRAY, J. **Ecology and Applications of Benthic Foraminifera**. Nova Iorque: Cambridge University Press, 2006.

NAGY, J. A sequence stratigraphic model of benthic foraminiferal facies trends with Triassic and Jurassic examples. **Marine Micropaleontology**, v. 122, p. 99 – 114, 2016.

NETTO R. G.; TOGNOLI F. M. W.; GANDINI R.; LIMA J. H. D.; GIBERT J. M.; BOSETTI E. P. Ichnology of the phanerozoic deposits of southern Brazil: synthetic review. In: NETTO R. G.; CARMONA N. B.; TOGNOLI F. M. W. (Eds.) **Ichnology of Latin America: selected papers**. Monografias Da Sociedade Brasileira de Paleontologia, v. 2, 2012, p. 37 – 68.

NG, C. **Faciologia, considerações bioestratigráficas e paleoambientais da Formação Ponta Grossa em afloramentos do flanco leste da Sub-bacia de Apucarana, Devoniano da Bacia do Paraná**. Dissertação – UFPR, 2013.

NG, C.; VEGA, C. S.; MARANHÃO, M. D. 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.

NORTHFLEET, A.; MEDEIROS, R. A.; MUHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobras**, v. 12, p. 291 – 346, 1969.

OLARIU, C.; BHATTACHARYA, J. P. Terminal distributary channels and delta front architecture of river-dominated delta systems. **Journal of Sedimentary Research**, v. 76, p. 212 – 233, 2006.

ORLANDI FILHO, V.; KREBS, A. S. J.; GIFFONI, L. E. Coluna White, Serra do Rio do Rastro, SC—Seção Geológica Clássica do Continente Gondwana no Brasil. In: WINGE, M.; SCHOBENHAUS, C.; BERBERT-BORN, M.; QUEIROZ, E. T.; CAMPOS, D. A.; SOUZA, C. R. G.; FERNANDES, A. C. S. (Eds.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. CPRM, Brazil, 2006, p. 72 – 86.

PALEOBIOLOGY DATABASE. Banco de dados de domínio público sobre dados paleontológicos e paleoecológicos. 2021. Disponível em: <<https://paleobiodb.org/#/>>. Acesso entre: 05 jun. de 2020 a 20 abr. de 2021.

PAULIPETRO. **Resultado final das análises do Poço Piratininga nº01 (1-PA-1-SP)**. Relatório RT-028/81. São Paulo, 1981.

PAULIPETRO. **Relatório final das análises do Poço Estratigráfico Lagoa Azul nº01 (2-LA-1-SP)**. Relatório RT-162/82. São Paulo, 1982.

PAWLOWSKI, J.; HOLZMANN, M.; BERNEY, C.; FAHRNI, J.; GOODAY, A. J.; CEDHAGEN, T.; HABURA, A.; BOWSER, S. S. The evolution of early Foraminifera. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 100, n. 20, p. 11494 – 11498, 2003.

PINTO, I. D.; PURPER, I. A devonian ostracod from Ponta Grossa Formation, Paraná Basin, Brasil. **Pesquisas**, v. 18, p. 31 – 38, 1986.

PLINT, A. G. Wave- and Storm-Dominated Shoreline and Shallow-Marine Systems. In: JAMES, N. P.; DALRYMPLE, R. W. (Eds.) **Facies Models 4**. Kingston: Geological Association of Canada, 2010. p. 167 – 200.

PLUMMER, H. J. Calcareous foraminifera in the Brownwood shale near Bridgeport, Texas. **University of Texas Bulletin**, n. 3019, p. 5 – 21, 1930.

PLUMMER, H. J. Smaller foraminifera in the Marble Falls, Smithwick, and lower Strawn strata around the Llano uplift in Texas. **University of Texas Bulletin**, n. 4401, p. 209 – 271, 1945.

PUTZER, H. Divisão da Formação Palermo no sul de Santa Catarina e tentativa de interpretação genética. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 3, n. 1, p. 1 - 28, 1954.

READING, H.; COLLINSON, J. D. Clastic coasts. In: READING, H. G. (Ed.) **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy**. Oxford: Blackwell, 1996, p. 154 – 231.

RICETTI J. H. Z.; WEINSCHUTZ, L. C. Ocorrência de escolocodontes (*Annelida, Labidognatha*) nas formações Mafra e Rio do Sul, Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná, Brasil. **Paleontologia em Destaque**, v. 64, p. 31 – 32, 2011.

ROCHA-CAMPOS, A. C. Moluscos permianos da Formação Rio Bonito. **Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral**. Divisão de Geologia e Mineralogia, v. 251, p. 1 – 89, 1970.

ROCHA-CAMPOS, A. C.; BASEI, M. A. S.; NUTMAN, A. P.; SANTOS, P. R.; PASSARELLI, C. R.; CANILE, F. M.; ROSA, O. C. R.; FERNANDES, M. T.; SANTA ANA, H.; VEROSLAVSKY, G. U-Pb Zircon dating of ash fall deposits from the Paleozoic Paraná Basin of Brazil and Uruguay: a reevaluation of the stratigraphic correlations. **The Journal of Geology**, v. 127, n. 2, p. 167 – 182, 2019.

RODRIGUEZ-LAZARO, J.; RUIZ-MUNOZ, F. A general introduction to ostracods: morphology, distribution, fossil record and applications. In: HORNE, D. J.; HOLMES, J. A.; RODRIGUEZ-LAZARO, J.; VIEHBERG, F. A. (Eds) **Ostracoda as proxies for quaternary climate change**, v. 17, Developments in quaternary science. Amsterdam: Elsevier, 2012, p 1–14.

ROSA, E. L.; ISBELL, J. L. Late Paleozoic Glaciation. In: ELIAS, S.; ALDERTON, D. (Eds.) **Encyclopedia of Geology**. Academic Press, 2nd edition, 2020, p. 534 – 545.

ROSA, E. L.; VESELY, F. F.; ISBELL, J. L.; KIPPER, F.; FEDORCHUK, N. D.; SOUZA, P. A. Constraining the timing, kinematics and cyclicity of Mississippian-Early Pennsylvanian glaciations in the Paraná Basin, Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 384, p. 29 – 49, 2019.

RÖSLER, O. The Brazilian eogondwanic floral succession. **Boletim IG-USP**, v. 9, p. 85 – 90, 1978.

SARASWATI, P. K.; SRINIVASAN, M. S. **Micropaleontology: Principles and applications**. Suíça: Springer, 2016.

SCHEMIKO, D. C. B., VESELY, F. F., FERNANDES, L. A., SOWEK, G. A. Distinção dos elementos deposicionais fluviais, eólicos e lacustres do Membro Morro Pelado, Permiano Superior da Bacia do Paraná. **Geologia USP. Série Científica**, v. 14, n. 3, p. 29 – 46, 2014.

SCHEMIKO, D. C. B.; VESELY, F. F.; RODRIGUES, M. C. N. L. Deepwater to fluvio-deltaic stratigraphic evolution of a deglaciated depocenter: The early Permian Rio do Sul and Rio Bonito formations, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 95, 102260, 2019.

SCHMIDT-NETO, H.; NETTO, R. G.; TOGNOLI, F. M. W. Análise tafonômica das concentrações fossilíferas da Formação Rio Bonito na região de Taió, Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 17, p. 208 – 225, 2014.

SCHMIDT-NETO, H.; NETTO, R. G.; DASGUPTA, S. Storm-related taphofacies in estuarine settings: An integrated analysis on the Early Permian deposits of the Rio Bonito Formation (Paraná Basin, S Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 85, p. 263 – 277, 2018.

SCHNEIDER, R. L.; CASTRO, J. C. **Análise estratigráfica, sedimentologia e possibilidades petrolíferas da Formação Rio Bonito no Sudeste da Bacia do Paraná**. Relatório PETROBRAS/DEXPRO, 1975.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: **Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia**. Porto Alegre, 1974, p. 41 – 65.

SCOMAZZON, A. K.; MOUTINHO, L. P.; NASCIMENTO, S.; LEMOS, V. B.; MATSUDA, N. S. Conodont biostratigraphy and paleoecology of the marine sequence of the Tapajós Group, Early - Middle Pennsylvanian of Amazonas Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 65, p. 25 – 42, 2016.

SEDORKO, D.; NETTO, R. G.; SAVRDA, C. E.; ASSINE, M. L.; TOGNOLI, F. M. Chronostratigraphy and environment of Furnas Formation by trace fossil analysis: calibrating the lower Paleozoic Gondwana realm in the Paraná Basin (Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 487, p. 307 – 320, 2017.

SIMÕES, M. G. **Pelecípodes da Formação Palermo (Permiano) de São Sepé (RS) e Guiratinga (MT): implicações na evolução da fauna neopaleozóica da Bacia do Paraná, Brasil**. Tese – Universidade de São Paulo, 1992.

SIMÕES, M. G.; ROCHA-CAMPOS, A. C.; ANELLI, L. E. Paleoecology and evolution of Permian bivalve faunas (Paraná Basin) in Brazil. In: JOHNSTON, P. A.; HAGGART, J. W. (Eds.) **Bivalves: an eon of evolution. Paleobiological studies honoring Norman D. Newell**. Alberta: University of Calgary Press, 1998, p. 443 – 452.

SOARES P. C. O limite glacial - pós-glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 44, p.333 – 342, 1972.

SOUZA, P. A. Late carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 138, p. 9 – 29, 2006.

SOUZA, P. A.; BOARDMAN, D. R.; PREMAOR, E.; FÉLIX, C. M.; BENDER, R. R.; OLIVEIRA, E. J. The Vittatina costabilis Zone revisited: New characterization and implications on the Pennsylvanian-Permian icehouse-to-greenhouse turnover in the Paraná Basin, Western Gondwana. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 106, 102968, 2021.

SOUZA, P. A.; MARQUES-TOIGO, M. An overview on the palynostratigraphy of the Upper Paleozoic Brazilian Paraná Basin. **Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales**, v. 5, p. 205 – 214, 2003.

SOUZA, P. A.; MARQUES-TOIGO, M. Progress on the palynostratigraphy of the permian strata in Rio Grande do sul state, paraná basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 77, n. 2, p. 353-365, 2005.

STRAND, E. Miscellanea nomenclatorica zoológica et palaeontologica. **Archiv für Naturgeschichte**, v. 92, p. 40 – 41, 1928.

TOGNOLI, F. M. W. **Estratigrafia das sequências deposicionais do Grupo Guatá, borda leste da Bacia do Paraná**. Tese – Unesp, 2006.

TOMASSI, H. Z. **Taxonomia, tafonomia e paleoecologia de ostracodes (Crustacea) da Formação Corumbataí, Permiano da bacia do Paraná, Estado de Goiás, Brasil**. Dissertação de Mestrado – Universidade de Brasília, 2009.

THOMAS, F. C.; MURNEY, M. G. **Techniques for extraction of foraminifers and ostracodes from sediment samples**. Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences, v. 54, p. 1 – 24, 1985.

TYSON, R. V. **Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies**. Newcastle upon Tyne: Springer Science & Business Media, 1995.

VACHARD, D.; PILLE, L.; GAILLOT, J. 2010. Palaeozoic Foraminifera: systematics, palaeoecology and responses to global changes. **Revue de micropaléontologie**, v. 53, n. 4, p. 209 – 254, 2010.

VALDEZ BUSO, V.; AQUINO, C. D.; PAIM, P.S.G.; SOUZA, P. A.; MORI, A. L.; FALLGATTER, C.; MILANA, J. P.; KNELLER, B. Late Palaeozoic glacial cycles and subcycles in western Gondwana: correlation of surface and subsurface data of the Paraná Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 531, p. B, artigo 108435, 2019.

VALDEZ BUSO, V.; MILANA, J. P.; DI PASQUO, M.; PAIM, P. S. G.; PHILIPP, R. P.; AQUINO, C. D.; CAGLIARI, J.; JUNIOR, F. C.; KELLNER, B. Timing of the late paleozoic glaciation in western Gondwana: new ages and correlations from Paganzo and Paraná basins. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 544, 10924, 2020.

VEEVERS, J.J.; COLE, D.I.; COWAN, E.J. Southern Africa: Karoo Basin and Cape Fold Belt. In: VEEVERS, J.J. & POWELL, C.M.A. (Eds.) **GSA Memoir v. 184**:

**Permian-Triassic pangean basins and foldbelts along the panthalassan margin of Gondwanaland.** Geological Society of America, 1994, p. 223 – 280.

VILELA, C. G. Capítulo 3 – Foraminíferos. In: CARVALHO, I. S. (Org.) **Paleontologia Volume 2: microfósseis e paleoinvertebrados.** Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2010, p. 53 – 69.

WALKER, R. G.; PLINT, A. G. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: WALKER, R. G; JAMES, N. P. (Eds.) **Facies models response to sea level change.** Ontario: Geological Association of Canada, 1992, p. 219 – 238.

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

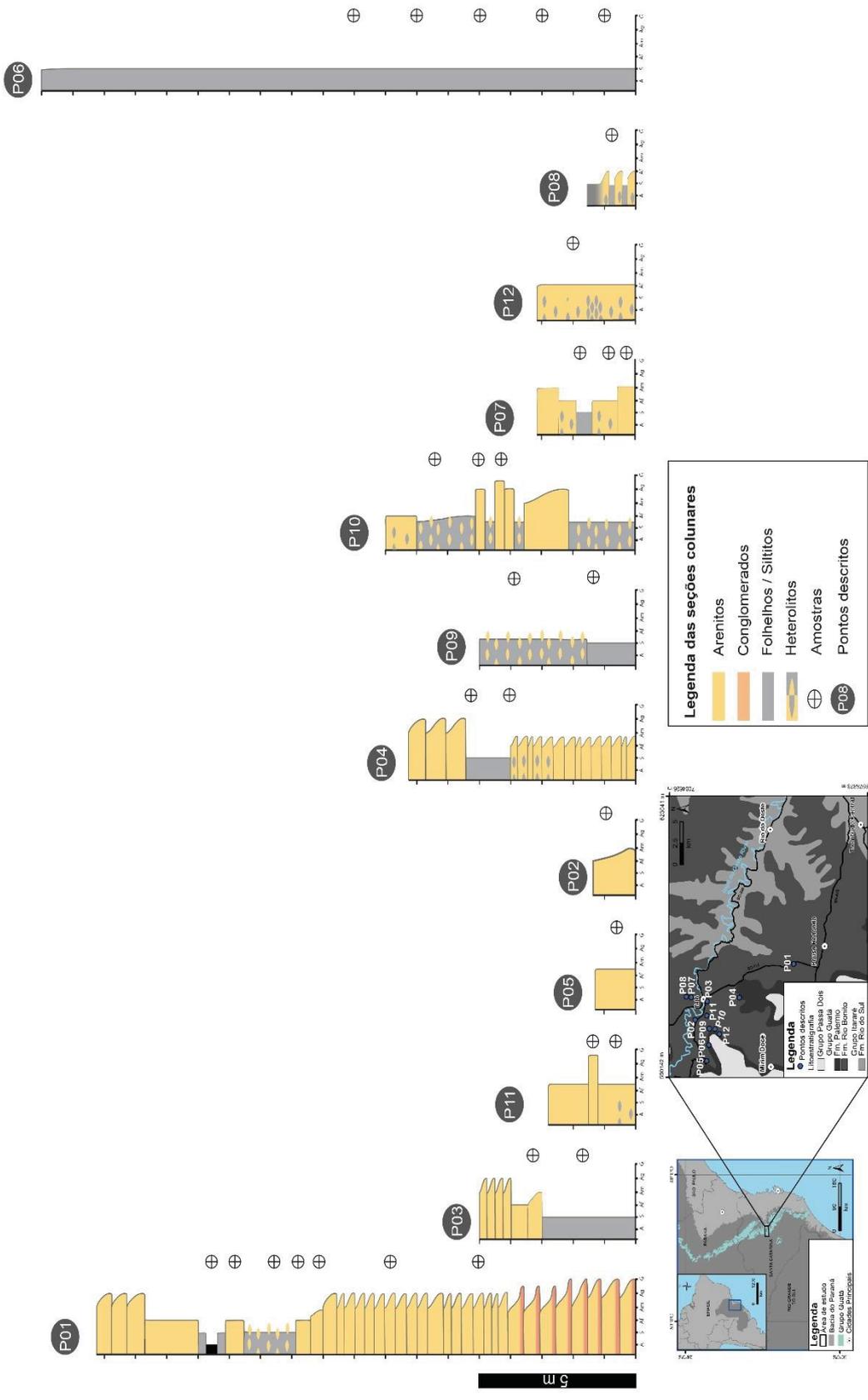
WILNER, E.; LEMOS, V. B.; SCOMAZZON, A. K. Associações naturais de conodontes *Mesogondolella* spp., Grupo Itararé, Cisuraliano da Bacia do Paraná. **Gaea**, v. 9, p. 30 – 36, 2016.

WoRMS. World Register of Marine Species: banco de dados de acesso livre. 2021. Disponível em: <https://www.marinespecies.org>. Acesso em: mar. 2021.

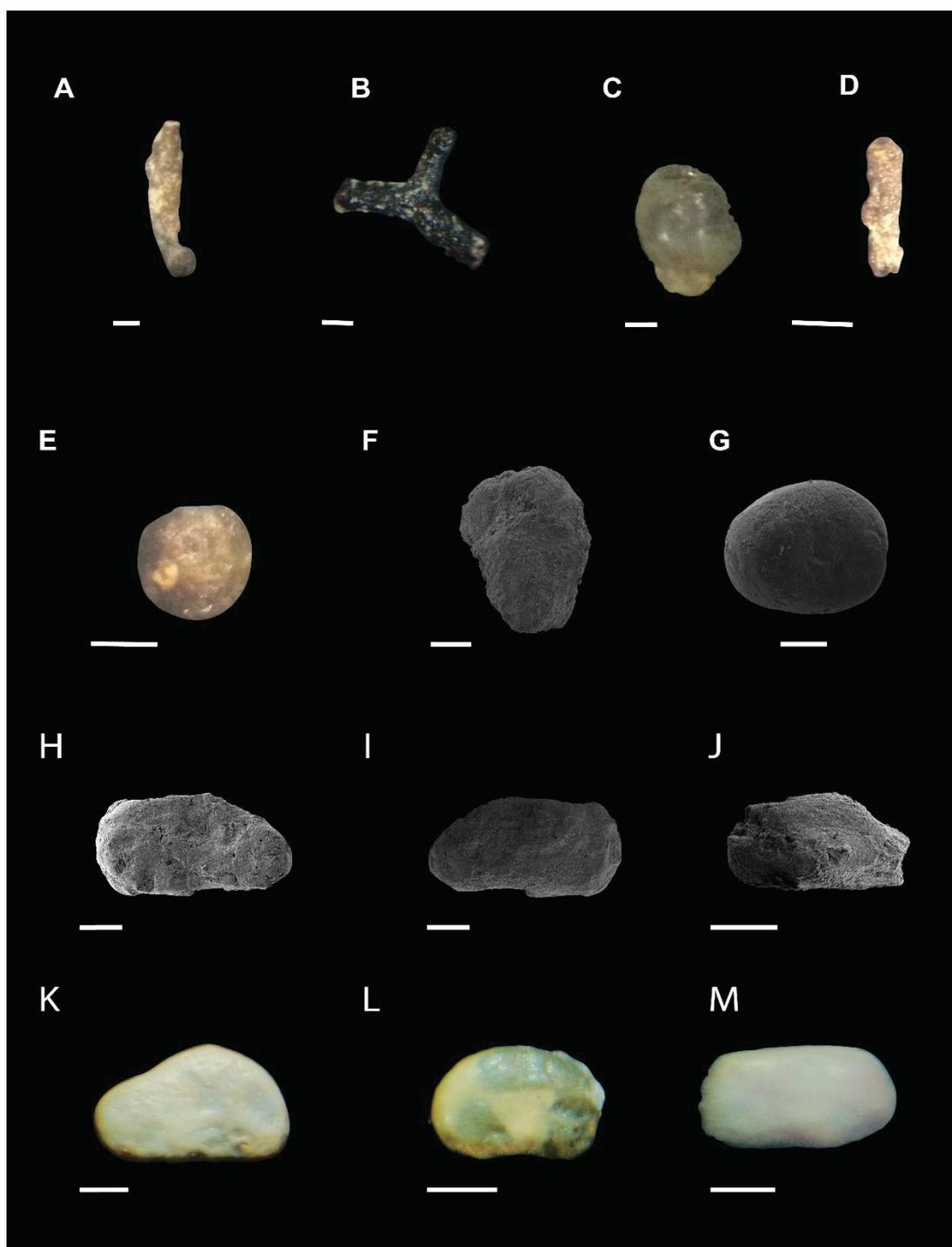
YILMAZ, I. O. 1999. Taxonomic and Paelogeographic Approaches to the Dasyclad Algae in the Upper Jurassic (Kimmeridgian)-Upper Cretaceous (Cenomanian) Peritidal Carbonates of the Fele (Yassýbel) Area (Western Taurides, Turkey). **Turkish Journal of Earth Sciences**, v. 8, p. 81 – 101.

ZALÁN, P. V., WOLFF, S., ASTOLFI, M. A. M., VIEIRA, I. S., CONCELCAO, J. C. J., APPI, V. T., NETO, E. V. S., CERQUEIRA, J. R., MARQUES, A. The Parana Basin, Brazil: Chapter 33: Part II. Selected Analog Interior Cratonic Basins: Analog Basins. In: LEIGHTON, M. W. KOLATA, D. R. OLTZ, D. T. E EIDEL, J. J. (eds) **AAPG Memoirs 51: Interior Cratonic Basins.** Tulsa: AAPG, 1990, p. 681 – 708.

# ANEXO 1 – RELAÇÃO DAS SEÇÕES COLUNARES LEVANTADAS



## ANEXO 2 – FORAMINÍFEROS E OSTRACODES



LEGENDA: Fotomicrografias de luz transmitida e imagens de MEV de foraminíferos (A – G) e ostracodes (H – M) identificados para o Grupo Guatá. **A**, *Earlandia* sp., vista lateral. **B**, *Rhabdammina* sp., vista em planta. **C**, Miliolídeo, gen. 1 sp.1. **D**, *Hyperammina* sp., vista lateral. **E**, *Placentammina* sp., vista umbilical. **F**, Foraminífero não classificado. **G**, *Thuramminoides?* sp., vista em planta. **H**, Ostracode gen. 1 sp. 1, molde interno, vista lateral direita. **I**, Ostracode gen. 1 sp. 1, molde interno, vista lateral esquerda. **J**, Ostracode gen. 2 sp. 1, vista lateral direita. **K**, Ostracode gen. 3 sp1, vista lateral esquerda, **L**, Ostracode gen. 4 sp. 1, vista lateral de valva indeterminada. **M**, Ostracode gen.5 sp. 1, vista lateral direita. Barra de escala = 200 µm.