



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

AILTON DA SILVA BRITO

MICROFÁCIES E TRAÇOS FÓSSEIS EM DEPÓSITOS SILICICLÁSTICOS E CARBONÁTICOS DA FORMAÇÃO PIRABAS, PLATAFORMA BRAGANTINA: A INFLUÊNCIA DE EVENTOS DE ANOXIA E A OCUPAÇÃO DO SUBSTRATO

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM

JULHO/2014

AILTON DA SILVA BRITO

**MICROFÁCIES E TRAÇOS FÓSSEIS EM DEPÓSITOS SILICICLÁSTICOS E
CARBONÁTICOS DA FORMAÇÃO PIRABAS, PLATAFORMA BRAGANTINA: A
INFLUÊNCIA DE EVENTOS DE ANOXIA E A OCUPAÇÃO DO SUBSTRATO**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à
Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências
da Universidade Federal do Pará - UFPA, em
cumprimento às exigências para obtenção do grau
de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Joelson Lima Soares

BELÉM

JUNHO/2014

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

B862m Brito, Ailton da Silva, 1989-

Microfácies e traços fósseis em depósitos siliciclásticos e carbonáticos da Formação Pirabas, Plataforma Bragantina: a influência de eventos de anoxia e a ocupação do substrato / Ailton da Silva Brito. – 2014

117 f. : il.

Orientador: Joelson Lima Soares

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2014.

1. Geologia estratigráfica - Mioceno. 2. Traços Fósseis. 3. Formações (Geologia). 4. Fácies (Geologia). I. Título.

CDD 22. ed.: 551.787

AILTON DA SILVA BRITO

**MICROFÁCIES E TRAÇOS FÓSSEIS EM DEPÓSITOS SILICICLÁSTICOS E
CARBONÁTICOS DA FORMAÇÃO PIRABAS, PLATAFORMA BRAGANTINA: A
INFLUÊNCIA DE EVENTOS DE ANOXIA E A OCUPAÇÃO DO SUBSTRATO**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Data de aprovação: ____/____/____

Conceito: _____

Banca examinadora:

Prof. Joelson Lima Soares – Orientador
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

Prof. José Augusto M. Corrêa – Membro
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

Kamilla Borges Amorim – Membro
Mestre em Geologia
Universidade Federal do Pará

*A meus pais: Valber Brito e Maria Brito
e a meus irmãos: Airton, Alessandro e Gildene Brito*

AGRADECIMENTOS

À Deus pela saúde e sabedoria;

À minha família pelo apoio e por acreditar;

Ao meu Professor, orientador e amigo Joelson Soares;

Ao professor Afonso Nogueira pela ajuda nas descrições petrográficas.

Aos meus colegas do grupo GSED em especial ao Jhon, Anna Andressa, Pedro e Kamilla pela ajuda nas descrições petrográficas, além da Kamilla e Anna ter me fornecido os perfis usados como base na elaboração deste trabalho. Universidade Federal do Pará através do centro de Geociências, pela infraestrutura oferecida que permitiu a conclusão do curso de Graduação em Geologia.

Aos meus grande amigos Reinaldo, Vanessa, em especial Pablio Santos e Tulio Gonçalves não somente pelo seu apoio e amizade mais também por me ajudar na formatação e geração dos blocos diagramas.

Aos meus amigos que tornaram esses quatro anos e meio de graduação alegres e divertidos: Reinaldo Jr, Pablio Henrique, Vanessa Pinheiro, Livia Beatriz, Franco Felipe, Edson Batista, Helder Tadeu, Romulo (gordinho), Arthur Aragão, Dayane Coelho, Bruna Karine, Rafael Guimarães, Adson Pinheiro Patricia, Christian (Bino), Allana Queiroz, Thiago Souza e Taynan Nacly.

Enfim, a todos que de forma direta ou indiretamente contribuíram para a elaboração e conclusão deste trabalho.

“Se cheguei até aqui foi porque me apoiei em ombros de gigantes.”

Isaac Newton

RESUMO

Depósitos miocênicos da Formação Pirabas ocorrem descontinuamente no nordeste do estado do Pará, são caracterizados pelo predomínio de rochas carbonáticas fossilíferas, que representam um dos melhores registros da sedimentação marinha do Cenozoico do Brasil. A Formação Pirabas tem revelado a presença de uma abundante icnofauna de invertebrados tanto em depósitos siliciclásticos como carbonáticos, porém ainda pouco estudada. Os icnitos analisados neste trabalho foram coletados na Mina B-17 (município de Capanema), praia do Atalaia (Salinópolis) e na comunidade de Aricuru (município de Maracanã). O estudo microfaciológico da unidade em questão permitiu a identificação de sete microfácies: *grainstone* com grãos terrígenos e algas (Gt), *wackestone/packstone* com laminação plana (W/P), *packstone* rico em foraminíferos e moluscos (P), *rudstone* com fragmentos de moluscos (R), *wackestone* com grãos terrígenos (W), *calci-mudstone* (Cm) e *dolomudstone* maciço (Dm). Foram identificados cinco tipos de traços fósseis representados pelas icnoespécies *Gyrolithes davreuxi*, *Palaeophycus tubularis*, *Thalassinoides callianassae*, *Thalassinoides suevicus*, *Megathalassinoides* isp. e um megatraço fóssil construído provavelmente por gastrópodes *Turbinella*. Essas assembleias icnofossilíferas ocorrem em substratos *softgrounds* (substratos inconsolidados, ricos em água), exemplificado pela presença de traços fósseis com certa irregularidade no seu diâmetro em função do substrato estar pouco consolidado. São associações representativas da icnofácies *Cruziana* que consistem em construções de habitação (*Domichnia*) e alimentação (*Fodinichnia*) em regiões abaixo do nível de ação das ondas, caracterizando ambiente de baixa energia, indicando que os animais responsáveis por estes traços preferem ambientes de águas calmas com esporádicos influxos de terrígenos. Esta icnofácies é bastante empobrecida em sua icnodiversidade típica de condições de água salobra. A distribuição das assembleias icnofossilífera na Formação Pirabas sugerem ambiente marinho raso, no qual houve diminuição das taxas de salinidade da base para o topo como mostrado pela abundância de traços fósseis e sua baixa diversidade em direção ao topo. A presença da icnofábrica *Gyrolithes* sugere a ocorrência de períodos com flutuações de salinidade. Este fato é corroborado pelos índices de bioturbação, geralmente baixos e pelas medidas do diâmetro dos traços fósseis que em geral não apresentam anomalias ou diferenças significativas dos seus equivalentes descritos em outros depósitos e regiões. O que sugere que houve predominância de águas salobras, oxigenadas e pouco profundas. Os baixos índices de bioturbação podem estar relacionados a algum estresse ambiental durante a ocupação do substrato como mudanças nos níveis de oxidação e salinidade. A presença da icnofácies *Cruziana* reflete ambiente de litorâneo com substrato inconsolidado, caracterizado por moderadas variações do nível de energia em águas rasas sob a ação de ondas normais e baixos níveis de energia em águas profundas e calmas. Estas características somadas à predominância de traços horizontais apontam para um ambiente em que predominam águas salobras e com variações nos níveis de oxigenação e salinidade. Os índices de bioturbação muito baixos

também podem estar relacionados a algum estresse ambiental durante a ocupação do substrato. Os megatraços que ocorrem restritos as microfácies finas e em um único nível e localidade, o que sugere que somente organismos especialistas habitavam estes substratos. O “mega” diâmetro dos traços fósseis sugere que as condições de salinidade e oxigênio possibilitavam a vida de grandes organismos na superfície. Outro fator importante para a inexistência de organismos perfurantes foi o fato de abaixo da interface sedimento-água o substrato ser anóxico. Anóxia do substrato é indicada pela abundância de matéria orgânica nestas microfácies. Assim, a partir do estudo microfaciológico e dos traços fósseis a sucessão carbonática da Formação Pirabas foi aqui interpretada como pertencente a ambiente de plataforma carbonática marinha rasa com barras bioclásticas e lagunas e mangues associados, onde existiam variações de salinidade e oxigenação próximas do substrato que governavam os períodos de ocupação do fundo marinho.

Palavras-Chave: Formação Pirabas. Mioceno. Traços Fósseis. Microfácies.

ABSTRACT

Miocene deposits from Pirabas Formation occurs discontinuously in the northeastern state of Pará, and are characterized by the predominance of fossiliferous carbonate rocks, which represent one of the best records of the Cenozoic marine sedimentation in Brazil. The Pirabas Formation has revealed the presence of an abundant invertebrate both siliciclastic and carbonatic ichnofauna, it remains poorly studied. The trace fossils analyzed in this research occur in the B-17 Mine (Capanema), Atalaia beach (Salinópolis) and Aricuru village (Maracanã). The microfacies analysis allowed the identification of seven microfacies: grainstone with terrigenous grains and algae (Gt), wackestone/packstone with planar lamination (W/P), foraminifera rich packstone and molluscs (P), rudstone with molluscs fragments (R), wackestone with terrigenous grains (W), calci-mudstone (Cm) and massive dolomudstone (Dm). Five types of trace fossils were identified represented by *Gyrolithes davreuxi*, *Palaeophycus tubularis*, *Thalassinoides callianassae*, *Thalassinoides suevicus*, *Megathalassinoides* isp., and megatrache fossil probably made of *Turbinella* gastropods. These trace fossils occur in soft ground substrates (unconsolidated substrates, rich in water), characterized by trace fossils with diameter irregularity that depending on substrate consistence and abundant horizontal burrows. This feature is typical of Cruziana ichnofacies that generally consisting of dwellings (Domichnia) and food (Fodinichnia) burrows building in regions below the wave action level. Cruziana ichnofacies suggests low energy environment, indicating that the animals responsible for these traces fossils prefer calm water environments with terrigenous sporadic influxes. This ichnofacies in Pirabas Formation are rather poor in terms of ichnodiversity suggesting brackish water conditions. The ichnofossils distribution in Pirabas Formation suggests hallow marine environment, in which there were lower rates of salinity in upward as shown by the abundance of trace fossils and their low diversity toward the profile top. The presence of Gyrolithes ichnofabric suggests the occurrence periods with salinity fluctuations. This is corroborated by generally low bioturbation rates, and the trace fossil diameters and sizes that generally do not exhibit anomalies or significant differences from their counterparts described in other regions and deposits. This suggests that there was a predominance of oxygen, brackish and shallow water. Low bioturbation levels may be related to some environmental stress during the occupation of the substrate as changes in oxidation levels and salinity. The presence of Cruziana ichnofacies reflects the coastal environment with unconsolidated substrate, characterized by moderate variations in the energy level in shallow water under the action of normal waves and low energy levels in deep and calm waters. These features and the predominance of horizontal traces fossils indicate a predominantly brackish environment with oxygenation and salinity fluctuating levels. The very low bioturbation levels may also be related to some environmental stress during the occupation of the substrate. The megatrache fossils are restricted to fine microfacies and to a single location and level, suggesting

that only specialist organisms have inhabited in these substrates. The "mega" diameter trace fossils suggest that the salinity and oxygen conditions have allowed the surface colonization by big animals. The anoxic substrate below the sediment-water interface was another important factor to the lack of burrowed organisms in Pirabas Formation. Anoxia of the substrate is indicated by the abundance of organic matter preservation in these microfacies. Thus, after microfacies and trace fossils analyses, the Pirabas carbonate succession was interpreted here as shallow marine carbonate platform with bioclastic sandy bar lagoons and mangroves, where changes in salinity and oxygen near the substrate triggered periods of seafloor occupation.

Keywords: Pirabas Formation. Miocene. Trace Fossil. Microfacies.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1** - Mapa de localização e geológico simplificado da região nordeste do Estado do Pará com as localidades estudadas neste trabalho.21
- Figura 2.1** - Classificação de rochas carbonáticas segundo Embry and Klovan (1971).24
- Figura 2.2** - Classificação de rochas carbonáticas conforme Wright (1992).....25
- Figura 3.1** - Mapa geológico da Plataforma Bragantina e as bacias e plataformas que a limitam.29
- Figura 3.2** - Coluna litoestratigráfica da Plataforma Bragantina, Nordeste do Estado do Pará.30
- Figura 5.1** - Perfis estratigráficos das áreas estudadas com o posicionamento das amostras estudadas.38
- Figura 5.2** - Aspectos gerais das litofácies ritmito sobreposta por *rudstone* (A) e o contato entre esta última e os depósitos siliciclásticos da Formação Barreiras (B), localizados na Mina B-17, Capanema-Pa.39
- Figura 5.3** - Contato brusco entre a microfácies *mudstone* rica em matéria orgânica e a microfácies *wackestone*. (B) Aspectos gerais da microfácies *dolomudstone* com traços fósseis de *Thalassinoides*, localizados na Praia do Atalaia, Salinópolis-Pa....41
- Figura 5.4** - (A) Fácies *mudstone* com bioturbação sobreposto por biohermitos, detalhe das colônias de briozoários (setas). (B) Intercalação entre biohermitos e *grainstone* do perfil de Aricuru, Município de Maracanã-Pa.....42
- Figura 5.5** - Biocalcarenito (*packstone*) localizado na Ilha de Fortaleza, Município de Maracanã.43
- Figura 5.6** - Fotomicrografia da microfácies calci-*mudstone* (A) com bioturbação onde ocorre aglomerado de grãos terrígenos de quartzo. (B) calcita pseudoespática com minerais opacos e bioclasto indiferenciado impregnados por óxido de ferro (círculo). (C) Detalhe da bioturbação onde ocorre aglomerado de quartzo, mostrando a porosidade intergranular (seta). (D) Mostra a porosidade em fraturas de contração (seta). (E) Aglomerados de grãos de quartzo em fraturas.....46
- Figura 5.7-** Fotomicrografia da microfácies *dolomudstone*, mostrando em (A) bioturbações onde ocorrem aglomerados de grãos terrígenos de quartzo de forma irregular (Círculos amarelos). (B) Detalhe da forma dos aglomerados de uma das

bioturbações. (C) mostra a dolomita microespática (cristais até 12 μm), grãos de quartzo fraturado (seta) e bioclasto indiferenciado substituído por dolomita.48

Figura 5.8 - Fotomicrografia da microfácies *wackestone* com terrígeno, mostrando em (A) grãos de quartzos subanguloso. Em (A) e (C) mostra megaporo móldicos formados possivelmente pela dissolução de concha de bivalve (Pm). A figura (B) mostra fragmento de concha de bivalve (Bv) e calcita pseudoespática (setas) visto com nicóis cruzado ($N^{\perp}C$); (C) fragmento de equinodermas (Eeq) e (D) briozoários com os zoécios preenchidos por micrito e equinóide não fragmentado com ornamentação preservada (Eeq).50

Figura 5.9 - Fotomicrografia da microfácies *wackestone* com terrígeno, mostrando fragmento de briozoário (Bz) com os zoécios dissolvidos e preenchidas por sílica (Si) em (A) ao nicóis paralelo (N//P) e em (B) ao nicóis cruzado ($N^{\perp}C$); (C) cimento de sílica preenchendo cavidade de ostracode e poro de dissolução. (Bi) bioclasto indiferenciado; (D) megaporo móldico (Pv) semelhante à concha de gastrópode.51

Figura 5.10 - Fotomicrografia da microfácies *packstone*, mostrando em(A) o abundante conteúdo microfossilífero com bioclastos inteiros de equinóides (Eeq), foraminíferos (F) como *Marginopora sp*, bioclasto indiferenciado (Bi), além de poro móldico; em (B) gastrópode (Gt) parcialmente preenchido por micrito; (C) algas verde (Av) com porosidade intrapartícula e (D) algas vermelhas (Ar) com envelope micritico. Em (E) e (F) briozoários (Bz) e ostracodes (Oc) preenchidos por micrito. .53

Figura 5.11 - Fotomicrografia da microfácies *packstone*, mostrando (A) equinoderma (Eeq) com sobrecrecimento sintaxial de dolomita e poro móldico (Pm); (B) bioclasto com bordas corroídas, início de micritização; (C) Poro móldico (Pm) com preenchimento parcial de cimento de calcita; (D) intraclastos (Int) com início de micritização; (E) fragmento de fosfato (Ff) e em (F) detalhe de um fragmento de osso a N//P.55

Figura 5.12 - Fotomicrografia da microfácies *packstone/wackestone* laminado (A), com detalhe da porção *packstone* com poros intrapartículas (setas) e da porção *wackestone*; (B) mostra detalhe da porosidade interpartícula que ocorre nas porções *packstone*, e (C) mostra os fragmentos de bioclastos com tamanho geralmente inferior a 100 μm que ocorrem nas porções *wackestone*.58

Figura 5.13 - Fotomicrografia da microfácies *packstone/wackestone* laminado, mostrando (A) fragmento de concha de ostracode (Oc) e espinho de equinoide (Eeq) e poro móldico (Pm); (B) fragmento de molusco (Fm) com as estruturas internas preservadas; (C) alga vermelha (Av) com as estruturas preservadas e (D) mostra algas vermelhas (Av) e foraminífero *Marginopora sp* (Mg), como descrito por Scholle e Ulmer-Scholle (2003); (E) N//P, (F) $N^{\perp}C$, mostrando cimento fibro- radial que ocorrem em torno de bioclastos na região do Atalaia.60

Figura 5.14 – Fotomicrografia mostrando (A) a matriz dolomitizada da microfácies *wackestone/packstone* na região da Ilha de Fortaleza com os cristais de dolomita com dimensões de até 100 µm, textura idiotópica. (B) detalhe do sobrecrecimento sintaxial de dolomita em espinho de equinoides e (C) Detalhe do cimento pseudoespático de dolomita idiotópica. 61

Figura 5.15 - Fotomicrografia da microfácies *grainstone*, mostrando bivalves articulados preenchidos por cimento de calcita ferrosa; (B) bivalves com as conchas desarticuladas, comum nesta microfácies; (C) Detalhe para foraminífero globogerinina (Fg), além de algas vermelhas micritizadas (Ar), equinoides (Eq); (D) detalhe para foraminífero miliolida; (E) equinoide com as estruturas internas preservadas, e (F) briozoário micritizado. 64

Figura 5.16 - Fotomicrografia mostrando os constituintes bioclásticos da microfácies *grainstone* (A) onde é possível identificar algas vermelhas (Vr) micritizadas, zoécios desarticuladas de briozoários (circulo), equinodermas (Eq), gastrópodes (seta) e bioclastos indiferenciados (Bi); (B) Detalhe para o foraminífero *Marginopora* sp. e (C) foraminífero rotalida. 65

Figura 5.17 – Fotomicrografia da microfácies *rudstone*, mostrando em (A) corais (Cr) com mais de 4,0 cm. (B) mostra um megaporo móldico de bivalve com preenchimento parcial de cimento espático de calcita (seta). Em (C) um equinoide (Eqe) com mais de 3,0 cm. (D) mostra um foraminífero *Marginopora* sp. e em (E) um fragmento de dente (D) com 3,5 cm, provavelmente de tubarão. 68

Figura 5.18 - Representação esquemática construída a partir do modelo deposicional de Irwin (1965) para deposição de rochas carbonática em ambiente de plataforma epicontinental marinho raso, mostrando a distribuição das microfácies da Formação Pirabas. 73

Figura 6.1 - *Gyrolithes davreuxi* na microfácies *wackestone/packstone* com laminação plana. Desenho esquemático da disposição vertical do icnito. Em (A) e (B) visão em planta do traço X-X¹, e (C) mostra a sua disposição lateral Y-Y¹ 78

Figura 6.2 - *Thalassinoides suevicus* que ocorre em uma porção *mudstone* da microfácies *wackestone* na parte superior do perfil a localidade de Capanema. Em (B) detalhe do contato do substrato com o preenchimento do icnito, sendo este último caracterizado pela presença de fragmento de bioclastos e grãos de quartzos. 81

Figura 6.3 - Difratoograma representativo do preenchimento dos icnitos de *Thalassinoides suevicus*, com destaque para calcita (Cal), quartzo (Qtz) e ankerita (Ank). 82

Figura 6.4 - *Megathalassinoides* que ocorrem na microfácies *mudstone* na localidade de Aricuru. (A) é possível observar as bifurcações em forma de Y com

diâmetro maior que o resto da galeria; (B) detalhe da forma convexo para baixo do icnito; (C) detalhe do preenchimento formando laminações (fotomicrografia desse preenchimento é mostrada na fig. 6.5); (D) mostra uma terminação do icnito com considerável aumento do diâmetro, formando protuberância arredondada; (E) detalhe de sobreposição dos icnitos. 84

Figura 6.5 – Fotomicrografia do preenchimento do *Megathalassinoide*, mostrando (A) detalhe das laminações irregulares formadas pela alternância de lamina com arcabouço aberto ricas em micrito e lamina com arcabouço fechado rica em grãos de quartzos. (B) mostra fragmentos de equinoides (Eq) e matéria orgânica (círculo), além dos grãos terrígenos presente neste preenchimento. 85

Figura 6.6 – Megatraço fóssil na microfácies calci-*mudstone* rica em matéria orgânica, na praia do Atalaia. Possível rastro de gastrópode *Turbinella tuberculata* (C). 87

Figura 6.7 - Diagrama esquemático de índice de icnofábrica de 1 a 5 com exemplos representativos (coluna B). 1a) índice de icnofábrica 1; 1b) exemplo de índice de icnofábrica 1, e assim sucessivamente, conforme Droser e Bottjer (1986), como é explicado no texto. 89

Figura 6.8 - *Gyrolithes davreuxi* da Formação Pirabas localizados na mina B-17 em Capanema. As escavações em espirais são observadas em planta (na horizontal), estes ocorrem normalmente discretas e isoladas. 92

Figura 6.9 – Traços fósseis de *Palaeophycus tubularis* construídos por anelídeos poliquetas na Formação Pirabas que ocorrem na microfácies *wackestone/packstone* na mina B-17, município de Capanema. 93

Figura 6.10 - *Thalassinoides callianassae* da Formação Pirabas localizados na mina B-17 em Capanema. Foram observados normalmente como construções isoladas. Em (A) (B) ocorrem em Th1; (B) a escavação apresenta certa irregularidade no seu diâmetro devido, provavelmente, o substrato está pouco consolidado durante sua construção; (C) localizada em Th3. 94

Figura 6.11 – *Thalassinoides suevicus* na Formação Pirabas que ocorrem na mina B-17 em Capanema (Th3). São construções irregulares em diâmetro e comprimento que se sobrepõem umas sobre as outras dificultando sua individualização. 95

Figura 6.12 - Diagrama dos constituintes das icnofábricas, ilustrando a relação entre o grau de bioturbação e os componentes usados na análise de 96

Figura 6.13 - Histograma mostrando a distribuição dos diâmetros dos *Thalassinoides* da Formação Pirabas ocorrentes em Capanema. 98

Figura 6.14 - Histograma mostrando a distribuição dos diâmetros dos *Megathalassinoides* isp. da Formação Pirabas em Maracanã, além de traços fósseis indiferenciados representados por tubos de verme.....99

Figura 6.15 - Representação esquemática da curva de paleo-oxigenação (*Interpreted relative oxygen curve* - IOC) proposta para a Formação Pirabas, contruída a partir do perfil localizado na mina B-17, município de Capanema, com base no Índice de bioturbação (BI), diâmetro dos traços fósseis e tipo: L = laminação, G = *Gyrolithis*, P = *Palaeophycus*, T = *Thalassinoide*, conformte é proposto por Savrda e Bottjer (1989). As linhas de referências LL, GL, PL e TL são explicadas no texto..... 101

Figura 6.16 - Representação esquemática da icnofácies *Cruziana* da Formação Pirabas localizada na plataforma continental abaixo da base normal da onda, afetada por ondas de tempestade. 105

LISTA DE TABELAS

- Tabela 5.1** - Porcentagem dos principais constituintes das microfácies da área estudada (Continua).....69
- Tabela 5.1** - Porcentagem dos principais constituintes das microfácies da área estudada (Conclusão).....70
- Tabela 5.2** - Descrição e processos das microfácies da Formação Pirabas.72
- Tabela 6.1** - Índice de Bioturbação (BI) baseado na quantidade de retrabalhamento com relação à fábrica sedimentar original.90

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	19
1.1	APRESENTAÇÃO.....	19
1.2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	21
1.3	OBJETIVOS.....	22
1.3.1	Objetivos Específicos.....	22
2	MATERIAIS E MÉTODOS.....	23
2.1	METODOLOGIA DE CAMPO E BIBLIOGRAFIA.....	23
2.2	METODOLOGIA DE LABORATÓRIO.....	23
2.2.1	Descrição Petrográfica e Análise de Microfácies.....	23
2.2.2	Difração Raios-X.....	25
2.2.3	Iconologia Sistemática e Iconotaxonomia.....	25
2.2.4	Iconofábrica.....	26
3	CONTEXTO GEOLÓGICO.....	28
3.1	PLATAFORMA BRAGANTINA.....	28
3.2	FORMAÇÃO PIRABAS.....	30
4	REVISÃO DE CONCEITOS.....	33
4.1	MICROFÁCIES CARBONÁTICAS.....	33
4.2	A ICNOLOGIA CENOZOICA NO NORDESTE DO PARÁ.....	34
5	RESULTADOS.....	36
5.1	DESCRIÇÃO DOS AFLORAMENTOS.....	36
5.2	DESCRIÇÃO DAS MICROFÁCIES.....	44
5.2.1	Calci-<i>mudstone</i>.....	44

5.2.2	<i>Dolomudstone</i> maciço.....	47
5.2.3	<i>Wackestone</i> com grãos terrígenos.....	49
5.2.4	<i>Packstone</i> rico em foraminíferos e moluscos.....	51
5.2.5	<i>Wackestone/Packstone</i> com laminação plana.....	56
5.2.6	<i>Grainstone</i> com grãos terrígenos e algas.....	62
5.2.7	<i>Rudstone</i> com fragmentos de moluscos.....	66
5.3	INTERPRETAÇÃO DAS MICROFÁCIES.....	71
6	ICNOLOGIA.....	76
6.1	ICNOLOGIA SISTEMÁTICA.....	76
6.2	ICNOFÁBRICA.....	88
6.2.1	Diâmetro dos Traços Fósseis.....	97
6.2.2	Curva de Paleo-Oxigenação.....	100
6.3	ICNOFÁCIES.....	102
7	DISCUSSÕES DOS RESULTADOS.....	106
8	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	109
	REFERÊNCIAS.....	110

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Os depósitos do Mioceno Inferior da Formação Pirabas na Plataforma Bragantina ocorrem descontinuamente nos estados do Pará, Maranhão e Piauí, sendo que suas principais ocorrências estão registradas no nordeste do estado do Pará. São constituídos por calcários ricamente fossilíferos (MAURY, 1925; PETRI, 1957; FERREIRA, 1982; GÓES et al., 1990) com bom nível de preservação tanto do conteúdo fossilífero como da litologia.

As rochas carbonáticas ricamente fossilíferas (microfósseis e macrofósseis) pertencentes à Formação Pirabas representam o melhor documento de sedimentação marinha do Cenozoico do Brasil e se destaca pelo seu rico conteúdo paleontológico (TÁVORA et al. 2007). Entretanto, os delgados depósitos siliciclásticos que ocorrem nesta unidade são praticamente desprovidos de macrofósseis (ROSSETTI; GÓES, 2004). Todavia, desde o início das pesquisas a Formação Pirabas tem revelado a presença de uma abundante, porém pouco diversificada icnofauna de invertebrados tanto em depósitos siliciclásticos como carbonáticos que ainda são pouco estudados (FERNANDES; ASSIS, 1980).

Os trabalhos voltados para a icnologia e litoestratigrafia através do detalhamento microfaciológico da Formação Pirabas são escassos, em contraste com o grande volume de publicações que tratam quase que exclusivamente do conteúdo fossilífero das rochas carbonáticas dessa formação (PETRI, 1957; FERNANDES, 1984; TÁVORA; FERNANDES, 1999; TÁVORA; SANTOS; ARAÚJO, 2010; NOGUEIRA; RAMOS; PUCKETT, 2011; AGUILERA; PÁES, 2012). A maioria são notas ou resumos (TÁVORA; SILVA Jr., 2001) que em muitos casos somente citam a ocorrência de traços fósseis na Formação Pirabas e alguns artigos (FERNANDES; ASSIS, 1980; GÓES et al., 1990; TÁVORA; SILVA Jr., 2002).

Durante muito tempo os icnofósseis foram considerados como simples evidências indiretas de antigas formas de vida ou estruturas sedimentares secundárias. Atualmente demonstram extrema importância na interpretação do comportamento de vários organismos fósseis e das condições sedimentológicas de diversos ambientes (BROMLEY, 1996), que conjuntamente com a análise das

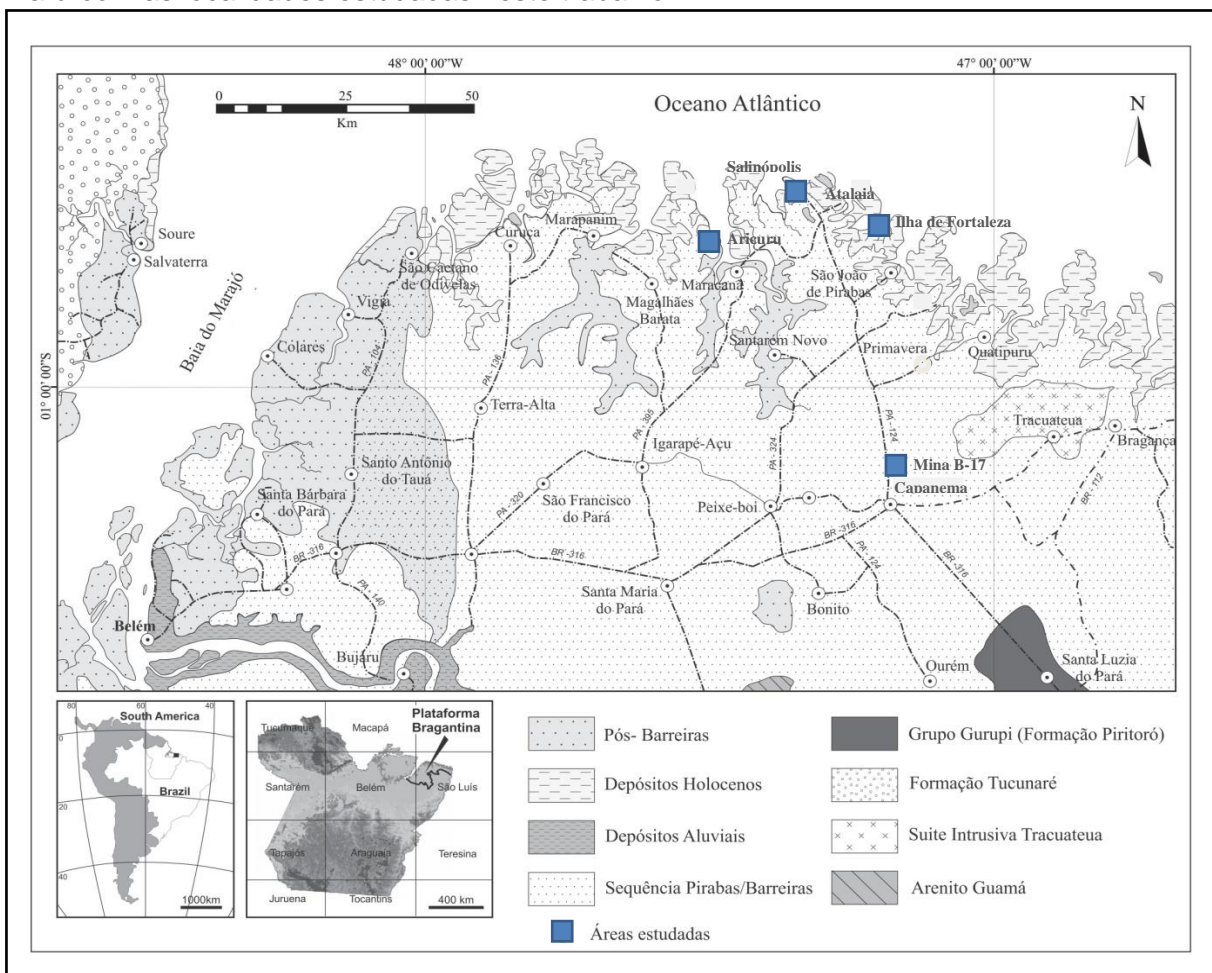
microfácies carbonáticas pode auxiliar no entendimento da evolução paleoambiental da Formação Pirabas.

Visando contribuir para a evolução do conhecimento da icnofauna da Formação Pirabas, assim como dos eventos climáticas e das condições paleoambientais reinantes durante sua formação, através do estudo microfaciológico, esse trabalho trata do estudo dos traços fósseis e sua relação com eventos de anoxia e preservação de matéria orgânica.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

As amostras coletadas para estudo estão localizadas na Mina B-17, município de Capanema, praia do Atalaia em Salinópolis e na comunidade de Aricuru e na Ilha de Fortaleza, ambas no município de Maracanã, situados no nordeste do estado do Pará. As localidades apresentam boas exposições das rochas carbonáticas e siliciclásticas pertencentes à Formação Pirabas, com traços fósseis bem preservados e rochas que possibilitam a avaliação das microfácies carbonáticas. Os afloramentos são caracterizados por falésias e frentes de lavra com extensão lateral de algumas centenas de metros e espessuras variando entre 5 e 12 metros.

Figura 1.1 - Mapa de localização e geológico simplificado da região nordeste do Estado do Pará com as localidades estudadas neste trabalho.



Fonte: Vasquez et al. (2008)

1.3 OBJETIVOS

Esta pesquisa tem por objetivo principal a descrição e interpretação das microfácies e dos traços fósseis em depósitos carbonáticas e siliciclásticas da Formação Pirabas e sua relação com eventos de oxidação e anoxia no ambiente deposicional ricos e pobres em matéria orgânica.

1.3.1 Objetivos Específicos

Os objetivos desta pesquisa são:

- I. Descrever as características petrográficas das rochas carbonáticas da Formação Pirabas, nas regiões de Capanema, Maracanã e Salinópolis, classificando-as e interpretando-as conforme os conceitos de microfácies carbonáticas;
- II. Identificar as assembléias de traços fósseis que ocorrem nas rochas carbonáticas e siliciclásticas da Formação Pirabas e interpretar a sua gênese;
- III. Discutir as questões paleoambientais relacionadas à presença de traços fósseis em depósitos siliciclásticos e carbonáticos ricos em matéria orgânica;
- IV. Interpretar a relação entre a ocupação do substrato em diferentes níveis de estresse ambiental, como os eventos de anoxia.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 METODOLOGIA DE CAMPO E BIBLIOGRAFIA

Pesquisa bibliográfica em artigos e livros sobre a Formação Pirabas, traços fósseis, microfácies, e paleo-oxidação com a finalidade de aprimorar o entendimento geológico das áreas de estudo, e sobre temas mais específicos e pertinentes ao trabalho.

A coleta das amostras foi realizada de forma sistemática visando suprir a problemática abordada neste trabalho, como a análise de microfácies e de traços fósseis. Na mina B-17 (Capanema) foram coletadas 14 amostras, sendo que destas foram feitas 10 lâminas das 9 amostras mais representativas. Na praia do Atalaia (Salinópolis) foram coletadas 5 amostras, em Aricuru foram coletadas 6 e na Ilha de Fortaleza foram coletadas 7 amostras. A partir das quais foram confeccionadas 26 lâminas.

Em campo foi utilizada para a avaliação dos icnofósseis a classificação semiquantitativa de icnofábrica de Droser e Bottjer (1986) com a finalidade de se estimar o grau de perturbação das camadas assim com a densidade de icnofósseis por unidade de área (MILLER; SMAIL 1997; PRUSS; BOTTJER, 2004).

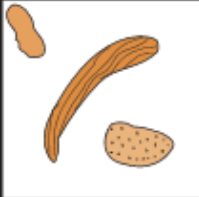

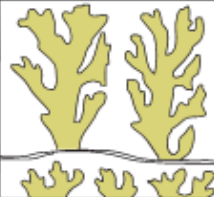
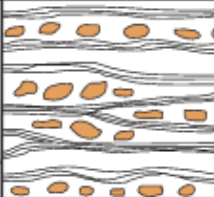

2.2 METODOLOGIA DE LABORATÓRIO

2.2.1 Descrição Petrográfica e Análise de Microfácies

Durante a análise petrográfica foram descritas 26 lâminas delgadas de rochas carbonáticas que foram avaliadas quantitativamente após contagem de 300 pontos segundo a metodologia de Galehouse (1971). Na análise qualitativa foram utilizadas técnicas de tingimento com um combinado de Alizarina Vermelha S e ferrocianeto de potássio. A solução 1, com a Alizarina Vermelha S, foi feita com uma concentração de 0,2g/100ml de 1,5% de ácido clorídrico, enquanto a solução 2, com o ferrocianeto de potássio, foi feita com uma concentração de 2g/100ml de 1,5% de ácido clorídrico (ADAMS; MACKENZE, 1984). As lâminas petrográficas foram mergulhadas na mistura das duas soluções para distinguir entre dolomita ferrosa (verde pálido) e não-ferrosa (incolor) e calcita ferrosa (azul a malva) e não-ferrosa (vermelho).

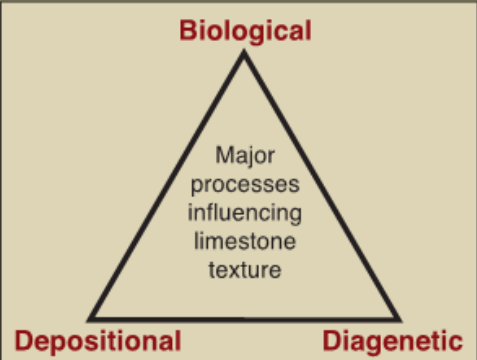
Para definição dos litotipos e classificação de microfácies foram utilizadas as propostas modificadas de Dunham (1962) por Embry e Klovan (1971) e Wright (1992) conforme a Figura 2.1 e Figura 2.2, além dos trabalhos de Sibley e Gregg (1987) e Tucker (1991). A classificação de Dunham (1962) divide os calcários com base na textura e na relação matriz ou cimento/componentes aloquímicos que pode expressar a força da corrente no ambiente, os termos são: *grainstones*, arcabouço sustentado por grãos sem matriz; *packstone*, arcabouço sustentado grãos em contato, com matriz; *wackestone*, grãos grossos flutuando em uma matriz; e *mudstone*, micrito com poucos grãos (< 10%). Os termos podem ser qualificados para dar informações da composição, ex: *grainstone* oolítico, *mudstone* peloidal, *dolopackstone* fossilífero.

Figura 2.1 - Classificação de rochas carbonáticas segundo Embry and Klovan (1971).

Original Components Not Organically Bound During Deposition		Original Components Organically Bound During Deposition		
> 10% grains >2 mm		Organisms acted as baffles	Organisms encrusted and bound	Organisms built a rigid framework
Matrix-supported	Supported by components larger than 2 mm			
Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone
				

Fonte: Scholle e Ulmer-Scholle (2003).

Figura 2.2 - Classificação de rochas carbonáticas conforme Wright (1992)

DEPOSITIONAL				BIOLOGICAL			DIAGENETIC			
Matrix-supported (clay & silt grade)		Grain-supported		In-situ organisms			Non-obliterative			Obliterative
< 10% grains	> 10% grains	with matrix	no matrix	Encrusting binding organisms	Organisms acted to baffle	Rigid organisms dominant	Main component is cement	Many micro-stylolitic grain contacts	Mostly micro-stylolitic grain contacts	Crystals > 10 µm
Calci-mudstone	Wacke-stone	Pack-stone	Grain-stone	Bound-stone	Baffle-stone	Frame-stone	Cement-stone	Condensed grainstone	Fitted grainstone	Spar-stone
	Float-stone	Rud-stone								Crystals < 10 µm Microspar-stone
		Grains > 2mm								

Fonte: Scholle e Ulmer-Scholle (2003).

2.2.2 Difração Raios-X

A difração de raios-X possibilita determinar a composição de sedimentos carbonáticos, principalmente na análise de rochas carbonáticas muito finas (SCHOLLE; ULMER-SCHOLLE, 2003; FLÜGEL 2004). Os dados de difração de raios-X fornecem informações da composição química dos minerais carbonáticos, possibilita distingui-los e determinar a presença de dolomita e calcita. Neste trabalho a difração de raios-x foi utilizada para caracterização da mineralogia do preenchimento de alguns traços fósseis.

2.2.3 Icnologia Sistemática e Icnotaxonomia

A icnologia sistemática se baseia em identificar o traço fóssil pela sua morfologia e compará-lo com o de outros tipos de traços já estudados e usados como padrão, visando à classificação icnotaxonômica. A classificação sistemática de traços fósseis comporta somente duas categorias taxonômicas: icnogênero e icnoespécie. Durante o estudo dos traços fósseis foram utilizados os conceitos básicos em icnologia para a melhor descrição dos icnitos e na classificação

icnotaxonômica. O primeiro conceito se baseia em identificar os traços fósseis segundo o esquema de chaves proposto por Häntzschel (1975), que utiliza a morfologia do icnito para a sua identificação. O segundo conceito foi o proposto por Seilacher (1964), onde a identificação do icnofóssil está baseada no comportamento do organismo expressado no tipo de bioturbação (escavação, rastro, pegada, construção, etc.). Desta forma são reconhecidos, atualmente, dez grupos etológicos distintos principais, relacionados aos padrões comportamentais dos bioturbadores (NETTO, 2001): *Agrichnia* (icnitos de armadilha e cultivo), *Repichnia* (icnitos de locomoção), *Cubichnia* (icnitos de repouso), *Fodinichnia* (icnitos de alimentação), *Domichnia* (icnitos de habitação), *Fugichnia* (icnitos de escape), *Pascichnia* (icnitos de pastagem), *Equilibrichnia* (icnitos de equilíbrio), *Praedichnia* (icnitos de predação) e *Calichnia* (icnitos de nidificação).

O terceiro conceito foi o proposto por Martinsson (1970), que considera a toponomia do traço fóssil. A classificação toponômica individualiza os traços fósseis de acordo com o seu posicionamento no substrato. Segundo esta classificação o traço fóssil pode ser: Epicnial, quando estão no topo da camada; Endicnial, entre ou dentro da camada; Hipicnial, na base da camada e Exicnial quando estão na parte mediana da camada sem contato com suas superfícies laterais. Os trabalhos de Pemberton et al (1992) e Gingras et al (2011) que apresentam novos estudos e conceitos sobre classificação de icnofósseis e processos icnológicos, foram utilizados como base para as observações a respeito do significado da distribuição lateral e vertical dos icnitos, densidade da bioturbação nas camadas, tamanho dos icnitos, etc., com objetivo de refinar a interpretação paleoambiental.

2.2.4 Icnofábrica

A quantificação da fábrica bioturbada foi efetuada com base na metodologia de Taylor e Goldring (1993) que utiliza o índice de bioturbação para estimar o grau de perturbação das camadas assim com a densidade de icnofósseis por unidade de área. O índice de bioturbação é utilizado em associação com os diâmetros dos traços fósseis e com a composição das assembleias de traços fósseis para definir as unidades de icnocenose relacionada à oxigenação distribuídos ao longo do perfil para construir a curva de paleo-oxigenação conforme a metodologia de Savrda e

Bottjer (1989), onde a unidade é definida com base na ocorrência de traços fósseis característicos de ambiente aeróbicos, disaeróbico e anaeróbicos.

As limitações inerentes do uso do método semiquantitativo 'padrão de reconhecimento' têm sido discutidas (BROMLEY, 1990; TAYLOR; GOLDRING, 1993). Todavia, esses problemas são transponíveis e bem compensados pelos benefícios do uso de índice de bioturbação (MILLER; SMALL, 1997). Para reduzir esses impactos Miller e Small (1997) fornecem diagramas com padrões de bioturbação com diversidade de tamanho e forma da distribuição das bioturbações que foram utilizados neste trabalho para um resultado mais preciso.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

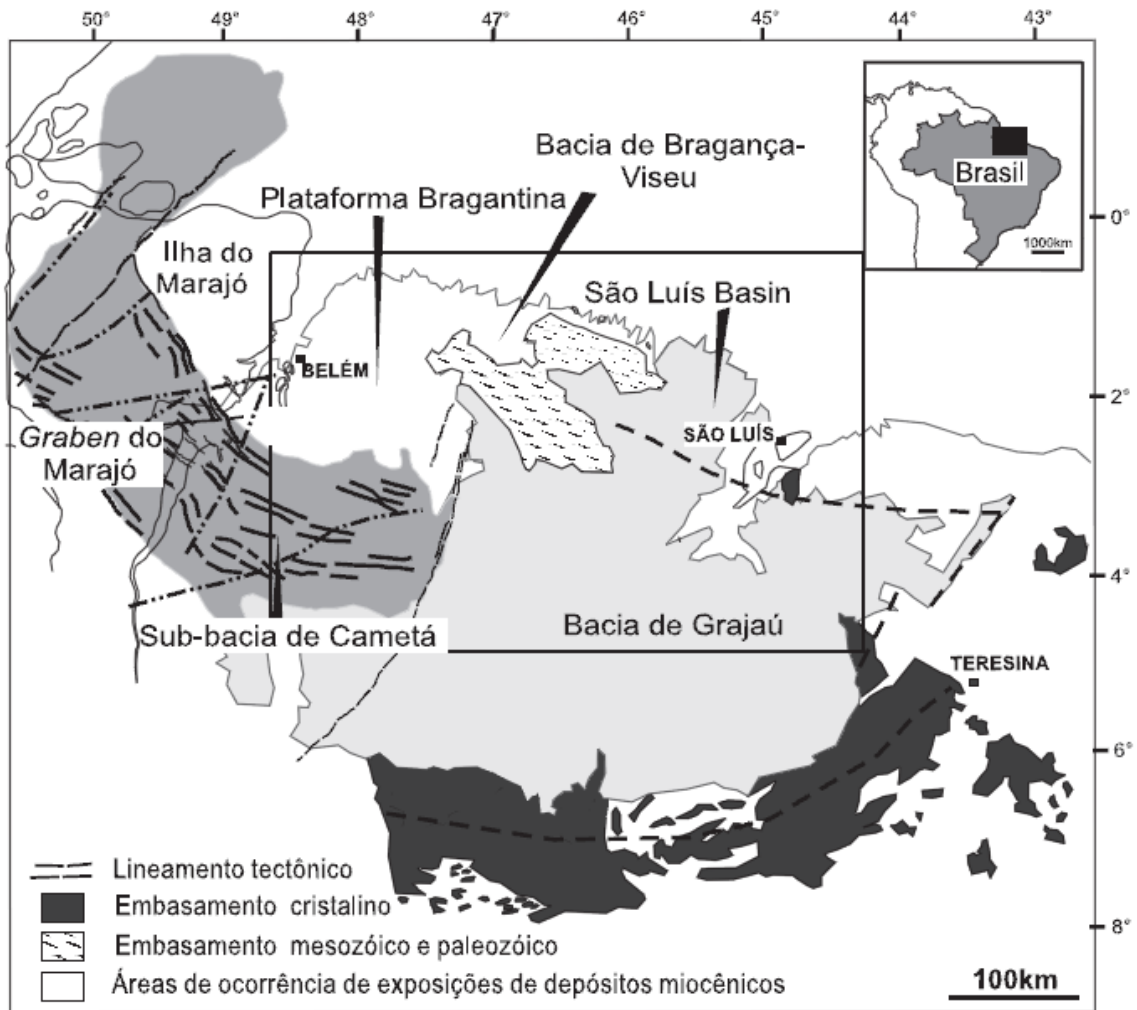
3.1 PLATAFORMA BRAGANTINA

A Plataforma Bragantina está localizada no norte do Brasil, entre as bacias sedimentares que compõem o Sistema de *Graben* do Marajó (Figura 3.1). É delimitada a oeste pela Plataforma do Pará, a leste pela Bacia Bragança-Vizeu, a norte pela Bacia do Pará-Maranhão e ao Sul pelas bacias do Amazonas e Grajaú (TATUMI et al., 2008). Esta plataforma, juntamente com a Plataforma do Pará corresponde a áreas continentais do embasamento emersas e submersas que permaneceram tectonicamente estáveis nos episódios de tectônica distensiva que ocorreram durante a quebra do Gondwana e abertura do Atlântico Equatorial no Jurássico/Cretáceo inferior (TATUMI, 2008; ROSSETTI, 2006).

A Plataforma Bragantina é composta por três unidades litoestratigráficas (Figura 3.2), da base para o topo, pelos sedimentos químicos da Formação Pirabas do final do Oligoceno-Mioceno inferior e na parte superior, pelos sedimentos litorâneos e continentais da Formação Barreiras do Mioceno Médio (GÓES, 1981; ROSSETTI, 2001). Estas unidades ocorrem sobrepostas em discordância erosiva sobre rochas cretáceas do Grupo Itapecuru e sotoposta por uma cobertura laterítica do Mioceno superior (ROSSETTI, 2001). Por último ocorrem sedimentos areno-argilosos a argilo-arenosos quaternários denominados sedimentos Pós-Barreiras (ROSSETTI; TRUCKENBRODT; GÓES, 1989) que repousam sobre a crosta laterítica.

Na região nordeste do estado do Pará os sedimentos das formações Pirabas e Barreiras são seccionados e deslocados por falhas transcorrentes orientadas preferencialmente na direção WNW-ESE e falhas normais voltadas para a direção N20-30°W que representam o registro de movimentos dextrais no interior da Placa Sul Americana (COSTA et al., 1991).

Figura 3.1 - Mapa geológico da Plataforma Bragantina e as bacias e plataformas que a limitam.



Fonte: Rossetti (2006)

Figura 3.2 - Coluna litoestratigráfica da Plataforma Bragantina, Nordeste do Estado do Pará.

Idade		Estratigrafia			
		Norte do Brasil			
Quaternário		Sedimentos Pós-Barreiras			
Plioceno		Paleossolo Laterítico			
Mioceno	Inferior Médio Superior			Formação Barreiras	
				Formação Pirabas	
Oligoceno Superior		Paleossolo Laterítico			

Fonte: modificado de Rossetti et al. (2013).

3.2 FORMAÇÃO PIRABAS

A Formação Pirabas, inicialmente definida e datada por Maury (1925) é constituída por rochas carbonáticas depositadas durante o Mioceno Inferior (MAURY, 1925; PETRI, 1957; FERREIRA, 1982; GÓES, et al., 1990; TÁVORA, et al., 2007, 2010). Ferreira et al. (1984); Fernandes (1988) e Rossetti (2001) a definem com sendo de idade Oligoceno superior - Mioceno inferior. Seus depósitos carbonáticos afloram principalmente na região litorânea do nordeste do Pará e ocorrem ao longo da costa norte brasileira entre os estados do Pará e Piauí (COSTA, 2011). Conforme Távora et al. (2010), a primeira referência à esta formação é de Ferreira Penna (1876), que registrou os calcários ricamente fossilíferos da ilha de Fortaleza, litoral paraense.

Esta formação é constituída por calcários e margas altamente fossilíferos com intercalações de folhelhos e de arenitos calcíferos que ocorrem amplamente

distribuídas na porção norte da Plataforma Bragantina (FERREIRA, 1982). Segundo Rossetti et al (2013) esta formação consiste basicamente por carbonatos intercalados com argilitos com ocorrências subordinadas de arenitos com laminação plano-paralela, cruzada tabular, acamamentos heterolíticos e laminações onduladas tipo *linsen* com abundantes restos vegetais e intraclastos de argila. Em menor frequência, ocorrem estratificações cruzadas de baixo ângulo e estratificação cruzada *hummocky* e marcas onduladas simétricas. Petrograficamente são constituídos por *wackestones-grainstones* fossilíferos, *rudstones-floatstones-mudstones* e dolomitos neomorfizados (ROSSETTI; GÓES 2004). O micrito geralmente mostra sinais de neomorfismo e, em alguns casos, substituição por dolomita romboédrica (COSTA, 2011). A Formação Pirabas jaz sobre a Formação Ipixuna e é sotoposta pela Formação Barreiras.

O abundante e diversificado conteúdo fossilífero desta formação é representado por vertebrados, macro e microinvertebrados. São comuns pelecípodes, gastrópodes, foraminíferos, ostracodes, equinodermos, celenterados, briozoários, crustáceos, cefalópodes e poríferos, assim como peixes, sirênios e répteis, além de fragmentos de matéria orgânica vegetal (LEITE et al., 1997; FERNANDES, 1984; COSTA et al., 2004; TÁVORA et al., 2010). Microfósseis são abundantes nos depósitos da Formação Pirabas, e consistem principalmente de foraminíferos bentônicos e planctônicos, ostracodes, e em menor proporção, nanofósseis (RAMOS et al., 2004).

Petri (1957) dividiu inicialmente a Formação Pirabas em três fácies ecológicas: Castelo (mar aberto), Canecos, posteriormente redefinida por Ferreira (1977) apud Góes et al. (1990) como Capanema (laguna) e Baunilha Grande (mangue), cujas áreas de ocorrência mais significativas são a Ilha de Fortaleza, a Mina B-17 (Capanema) e a Ilha de Baunilha, respectivamente (TÁVORA et al., 2007). Góes et al. (1990) apresentaram uma análise faciológica e a identificação de sete fácies: (i) Biocalcirudito, caracterizado por uma grande diversidade faunística com arcabouço fechado e matriz calcita microcristalina. (ii) Biocalcarenito não estratificado, apresenta fósseis distribuídos de forma esparsa, representado por poucas espécies em relação ao número de indivíduos, por vezes ocorrem fragmentos vegetais e clastos de argilas. No topo das camadas dessa fácies ocorre um *hardground* com até 20 cm de espessura, onde é frequente a presença de *Thalassinoides sp.* (iii) Biocalcarenito estratificado, apresenta estratificação cruzada truncante de baixo

ângulo, marcas de onda e acamamento *flaser* com intercalações locais de folhelho, resultando em acamamento *wavy* e *linsen*. (iv) Margas, apresenta laminação plano-paralela, localmente bioturbada. Os principais fósseis encontrados são representados por restos de vegetais. Apresenta icnofósseis verticalizados representados principalmente por *Gyrolithes sp.* (v) Folhelho, apresenta fósseis de vegetais piritizados, sirênios e icnofósseis verticalizados piritizados. Subordinadamente ocorre folhelhos negros com elevado conteúdo fossilífero de vegetais bem preservados. (vi) Biohermito, encontra-se exposto na praia do Maçarico, município de Salinópolis, apesar de está bastante alterado ainda é possível reconhecer os hexacorais. (vii) Calcilito, ocorre normalmente associada à marga de forma extremamente endurecida, com estrutura maciça e praticamente com ausência de fósseis macroscópicos.

Segundo Góes et al (1990), a deposição dos sedimentos da Formação Pirabas ocorreu em plataforma carbonática marinha rasa, secundariamente, em uma variedade de subambientes deposicionais, que incluem plataforma externa, plataforma restrita e complexo de ilhas-barreira, incluindo-se canais, planícies e deltas de maré, além de laguna e mangues (GÓES et al., 1990), sob clima temperado-úmido (ALMARAZ; FORMOSO, 1971). Esta deposição se deu em regime transgressivo, subsequentemente houve uma fase regressiva que permitiu a deposição da sedimentação siliciclástica da sequência Barreiras, onde a passagem entre estas ocorreu de forma gradativa (GÓES et al., 1990; ROSSETTI, 2006).

4 REVISÃO DE CONCEITOS

4.1 MICROFÁCIES CARBONÁTICAS

O termo microfácies surgiu para caracterizar o estudo de fácies sedimentares em escala microscópica, sem qualquer menção ao tipo de litologia ou técnica de estudo (TORRES-RIBEIRO; BORGHI, 2007). Posteriormente Mendes (1984), definiu microfácies como sendo variações horizontais e/ou verticais nas características litológicas e/ou paleontológicas de um pacote de sedimentos perceptíveis, unicamente, com o uso de microscópio a partir de lâminas delgadas. Atualmente este termo engloba todos os dados paleontológicos e sedimentológicos que podem ser obtidos com o auxílio de microscópio. Dessa forma microfácies é um termo utilizado para definir descrição e interpretação de todos os dados sedimentológicos e paleontológicas obtidos através de seções delgadas de rochas sedimentares (FLÜGEL, 2004).

Com as descobertas de reservatórios de petróleo em rochas carbonáticas a partir da década de 50 intensificou as pesquisas e promoveu uma rápida evolução do conhecimento sobre depósitos carbonáticos. Logo o termo microfácies tornou-se uma parte essencial na análise e interpretação paleoambiental de rochas carbonática. O trabalho de campo associado com o estudo das microfácies a partir de seções delgadas é fundamental para interpretações genéticas de calcários. A aplicação prática do estudo de microfácies a partir de seções delgadas de calcários foi demonstrada por Udden e Waite (1927) *apud* Flügel (2004) pelo uso de descrições microscópicas de calcários para a exploração de petróleo no Texas. Nas últimas décadas o uso de microfácies tornou-se uma parte fundamental no estudo de rochas carbonáticas. No entanto, muitos autores usam microfácies apenas na descrição e classificação de calcários, deixando de explorar a importância desses critérios para a interpretação da história deposicional e diagenética de rochas carbonática (FLÜGEL, 2004).

A importância econômica dos calcários atualmente está relacionada essencialmente nas suas excelentes propriedades de reservatórios, já que cerca de metade dos maiores reservatórios de petróleo estão contidos em rochas carbonáticas (TUCKER, 1991).

4.2 A ICNOLOGIA CENOZOICA NO NORDESTE DO PARÁ

A Icnologia compreende o estudo das evidências do metabolismo, fisiologia ou qualquer registro e impressões preservadas nas rochas produzidas durante a atividade de organismos (CARVALHO; FERNANDES, 2007). O estudo da icnologia vem despertando o interesse de muitos pesquisadores, já que traços fósseis são excelentes indicadores de mudanças climáticas e paleoambientais como salinidade, batimetria, oxigenação, energia hidrodinâmica e clima (SEILACHER, 1967; SAVDRA; BOTTJER, 1986; BUATOIS; MÁNGANO, 1993; MACEARCHEN; PEMBERTON, 1992; NETTO, 2001; NETTO; ROSSETTI, 2003; BUATOIS et al., 2006), assim como de eventos de anoxia (SAVDRA; BOTTJER, 1986; EKDALE; MASON, 1988; BUATOIS; MÁNGANO, 2003).

Os traços fósseis representam parâmetros ambientais e estratigráficos importantes na análise de estratos miocênicos expostos no nordeste da Amazônia, principalmente no tocante aos depósitos siliciclásticos, onde o registro fóssil é, em geral, ausente (ROSSETTI; GÓES, 2004). Traços fósseis acham-se bem distribuídos ao longo de toda a seção estratigráfica, apesar da diversidade ser baixa, sua presença é frequente. Entretanto, o registro icnológico dos estratos miocênicos é ainda bastante restrito. Apesar da falta de estudos detalhados alguns autores (FERNANDES; ASSIS, 1980; MARTINS et al., 1991; TÁVORA; SILVA JR., 2001; NETTO; ROSSETTI, 2003; SOARES et al., 2013) registram os principais icnofósseis do Cenozóico no Nordeste do Pará. Fernandes e Assis (1980) descrevem *Thalassinoides* e *Gyrolithes* da Formação Pirabas atribuídos a crustáceos decápodes ocorrentes nas proximidades do Município de Capanema. Martins et al. (1991) descrevem o primeiro registro de *Ophiomorpha* no Grupo Barreiras do Nordeste do Pará. Soares et al. (2013) também descrevem *Ophiomorpha* em depósitos do Holoceno nesta mesma região. Sua construção é atribuída ao representante do gênero *Callianassa* (Crustáceos decápodes). Estes icnofósseis, indicadores de ambientes marinhos costeiros, têm sido amplamente utilizados em reconstituição paleoambientais. Netto e Rossetti (2003) descrevem a icnofauna da Formação Barreiras expostas no litoral de Alcântara (MA) onde reconheceram treze icnogêneros compostos por *Arenicolites*, *Cylindrichnus*, *Gyrolithes*, *Macaronichnus anchonichnus*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Rusophycus*, *Skolithos lineares*, *Taenidium*, *Teichichnus* e *Thalassinoides*, representando uma típica

sucessão de assembleias recorrentes mixohialinas. Távora e Silva Jr. (2001) descrevem traços fósseis na baía de Inajá, litoral paraense, a 10 km da cidade de São João de Pirabas. São *Thalassinoides* e *Psilonichnus* classificados como icnitos de habitação (Domichnia) cuja construção foi atribuída à crustáceos decápodes, estes foram enquadrados na icnofácies *Glossifungites*.

Praticamente quase todos os trabalhos atribuem *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* e *Gyrolithes* a Crustáceos decápodes, principalmente ao *Callianassid* ou ao camarão *thalassinidean* (BROMLEY; FREY, 1974). Traços fósseis de *Ophiomorpha* são amplamente distribuídos em depósitos quaternários do Brasil e juntamente com os traços fósseis de *Thalassinoides* são os principais registros da atuação de crustáceos decápodes em sedimentos costeiros do litoral brasileiro. Conforme Netto et al. (2007) escavações de *Gyrolithes* ocorrem normalmente associadas a *Thalassinoides*, compondo uma suíte *Glossifungites* e, aparentemente, desempenham a mesma função ecológica que os túneis espirais modernos associados a galerias de decápodes *thalassinídeos* (tipo *Thalassinoides*). Esses traços fósseis são comuns em depósitos salobros marginais marinhos do Mesozóico e do Cenozóico.

Há pelo menos duas localidades, no município de Capanema, onde a ocorrência de traços fósseis já foi notificada. Duas novas localidades, uma encontrada no município de Salinópolis e outra na comunidade de Aricuru, município de Maracanã, apresentam traços fósseis ainda não descritos e que ocorrem exclusivamente em depósitos siliciclásticos-carbonáticos finos ricos em matéria orgânica intercalados com calcários fossilíferos.

5 RESULTADOS

5.1 DESCRIÇÃO DOS AFLORAMENTOS

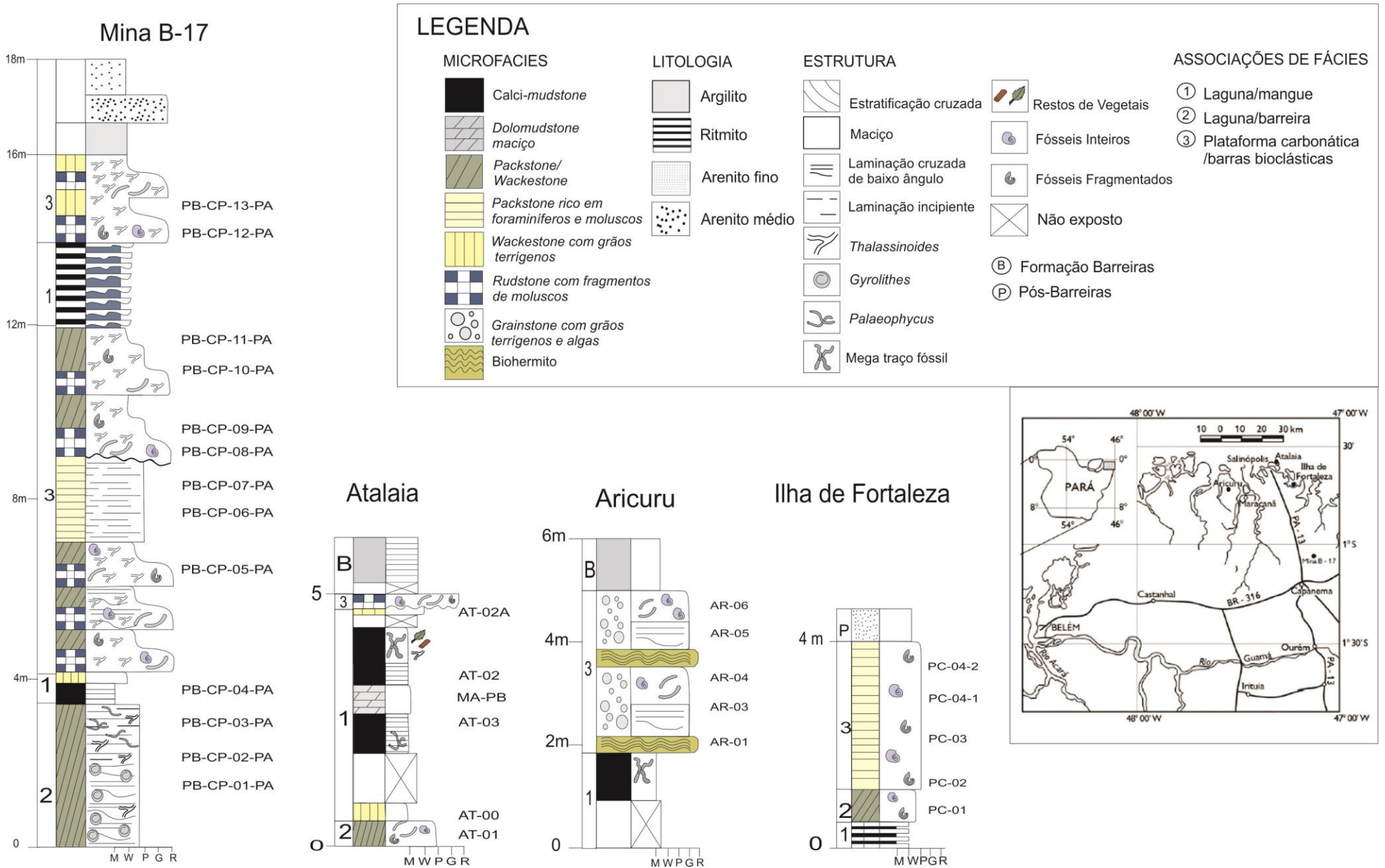
Os depósitos carbonáticos da Formação Pirabas encontram-se bem expostos na região nordeste do Estado do Pará. As principais formas de ocorrência desta unidade são falésias costeiras, cortes de estradas e minas de exploração de calcário. Foram descritos afloramentos em quatro pontos localizados no município de Capanema (Mina B-17), praia do Atalaia em Salinópolis, na comunidade de Aricuru e na Ilha de Fortaleza, município de Maracanã.

A sucessão carbonática da região de Capanema (B-17) apresenta aproximadamente 15 metros de espessura caracterizada por basicamente seis litofácies descritas e empilhadas em um perfil estratigráfico (Figura 5.1). É representada da base para o topo por *wackestone/packstones* finos a médios laminados, *mudstones* laminados, *rudstones* maciço, *rudstone* com estratificação cruzada de baixo ângulo, *wackestones* laminados e ritmitos. Na porção basal da sucessão ocorre *wackestone/packstones* finos a médios laminados com cerca de 3,2 m espessura, onde ocorre traços fósseis de *Thalassinoides*, *Gyrolithes* e *Palaeophycus*. São pobremente fossilífero de coloração creme esverdeado, com laminação plano-paralela e truncamentos de baixo ângulo. Estes depósitos são recobertos por camadas cerca de 60 cm de *mudstones* com laminação planar. Uma camada de 20 cm de espessura de *wackestone* maciço ocorre intercalada com os *mudstone* maciços.

Sobrepostas a este pacote ocorrem ciclos granodecrescentes ascendentes caracterizados por *rudstones* na base e *packestone/wackestones* no topo. São caracterizados por 3 ciclos com espessuras de aproximadamente 1m cada e pela presença de abundantes traços fósseis de *Thalassinoides*. Uma espessa camada (~2m) de *packstone* com laminação incipiente sobrepõe os ciclos de forma gradacional. Estas camadas são interrompidas bruscamente por camadas de *rudstone* (contato erosivo). Segue-se em direção ao topo uma espessa camada de *packstone* e *wackestone* ricamente fossilíferos. Estas camadas calcárias são interrompidas por uma camada de aproximadamente 2 m de espessura de ritmitos caracterizados por intercalações de areia e lama (Figura 5.2A). As lentes de areia

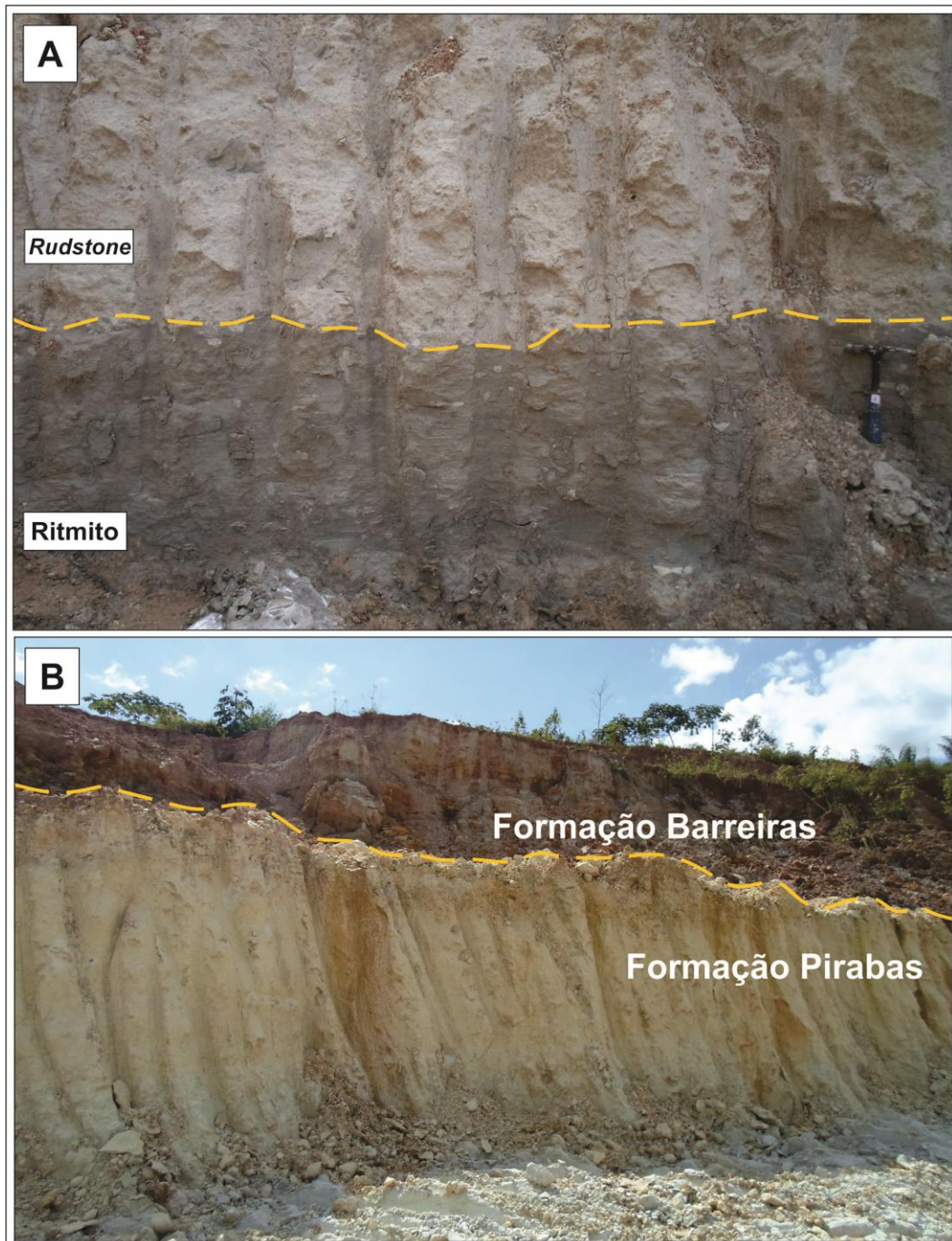
geralmente apresentam ondulações e microlaminações cruzadas. Os ritmitos são localmente bioturbados por *Palaeophycus* e *Thalassinoides*. O pacote de ritmitos é truncado de forma erosiva por *rudstones* maciços. Os próximos 2,30 m são caracterizados por 2 ciclos granodecrescentes ascentendes com *rudstones* na base e *wackestones* no topo. Sobrepostas a eles, tem-se o contato com as rochas siliciclásticas como os arenitos grossos e ritmitos da Formação Barreiras (Figura 5.2B).

Figura 5.1 - Perfis estratigráficos das áreas estudadas com o posicionamento das amostras estudadas.



Fonte: Elaborado pelo autor

Figura 5.2 - Aspectos gerais das litofácies ritmito sobreposta por *rudstone* (A) e o contato entre esta última e os depósitos siliciclásticos da Formação Barreiras (B), localizados na Mina B-17, Capanema-Pa.

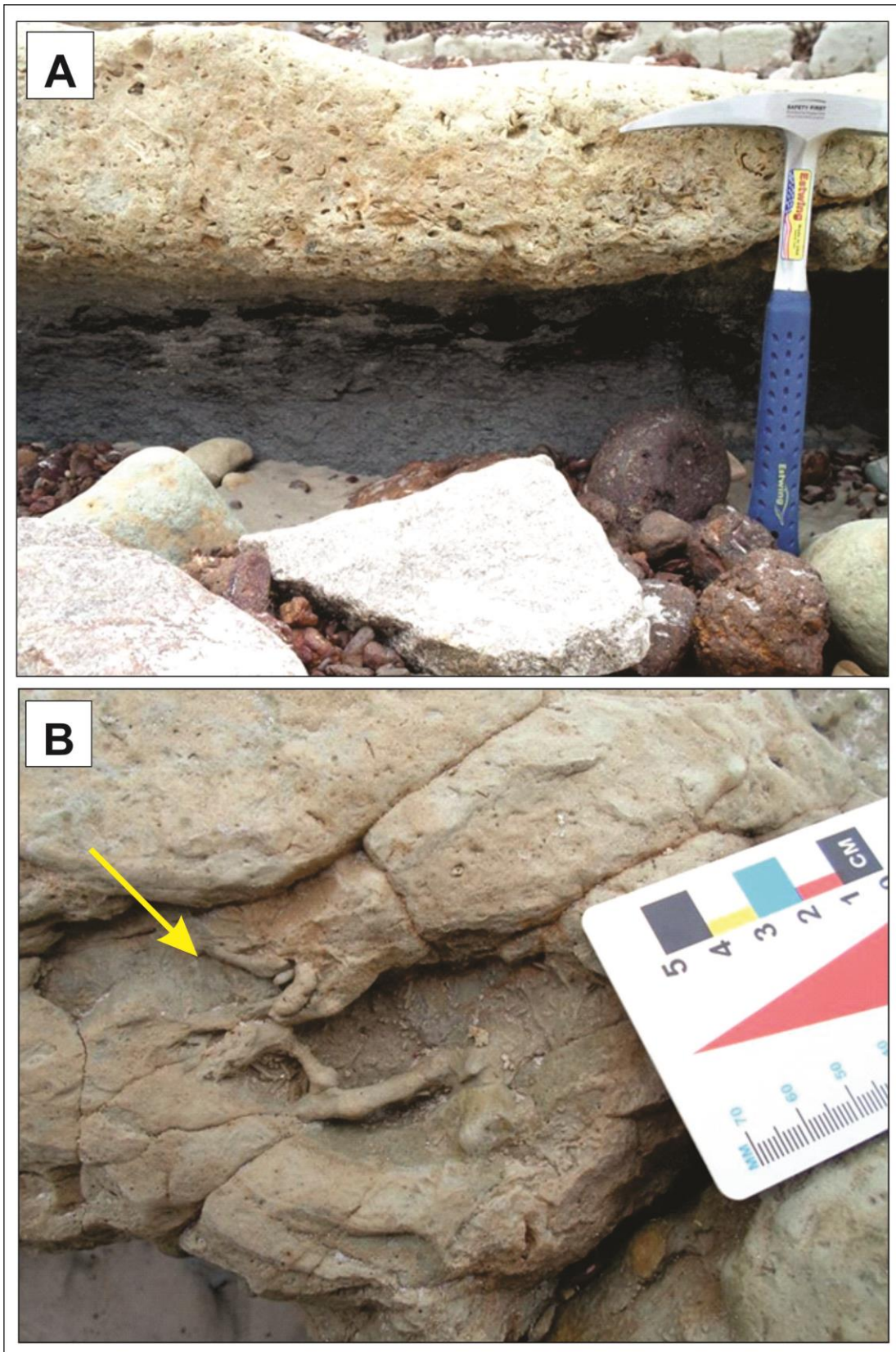


Fonte: Elaborado pelo autor

Na Praia do Atalaia, no município de Salinópolis foi descrito cinco litofácies carbonáticas empilhadas em perfil estratigráfico (Figura 5.1) com aproximadamente 5 metros de espessura, sendo caracterizada da base para o topo por *packstones/wackestone*, *wackestones*, *mudstone* maciços e laminados, e *dolomudstone*.

Na porção basal da sucessão ocorrem *packstones/wackestone* fossilíferos, maciços com no máximo 50 cm de espessura. Estes depósitos são cobertos de forma gradacional por uma delgada camada (~20 cm) de *wackestones* caracterizado por megafósseis de moluscos como as *Turbinellas* (gastrópodes) e *Mercenaria prototypa* (bivalve). Sobreposto a estes depósitos ocorre uma espessa camada (~2,20 m) de *mudstone* esverdeado a amarelado com concreções de pirita (Figura 5.3A). Estes depósitos são caracterizados pela presença de fragmentos de briozoários e abundantes traços fósseis horizontais. Uma camada maciça de *dolomudstone* maciço de 65 cm de espessura ocorre intercalada com o *mudstone* (Figura 5.3B). A porção superior da microfácies *mudstones* apresenta cor cinza escuro com espessura de 70 cm, com presença de concreções de pirita, restos vegetais (troncos e folhas) e megatraços fósseis horizontais, além de tubos de vermes. A porção superior da microfácies *mudstone* ocorre, em contato brusco, com uma fina camada (<30 cm) de *wackestone* maciço (Figura 5.3A). Estes depósitos são por sua vez sobrepostos bruscamente por calcários maciços ricamente fossilíferos da microfácies *rudstone* com espessura de 30 cm. No topo da sucessão voltam a ocorrer os *mudstones* maciços de cor cinza e estes são sobrepostos pelas rochas siliciclásticas da Formação Barreiras.

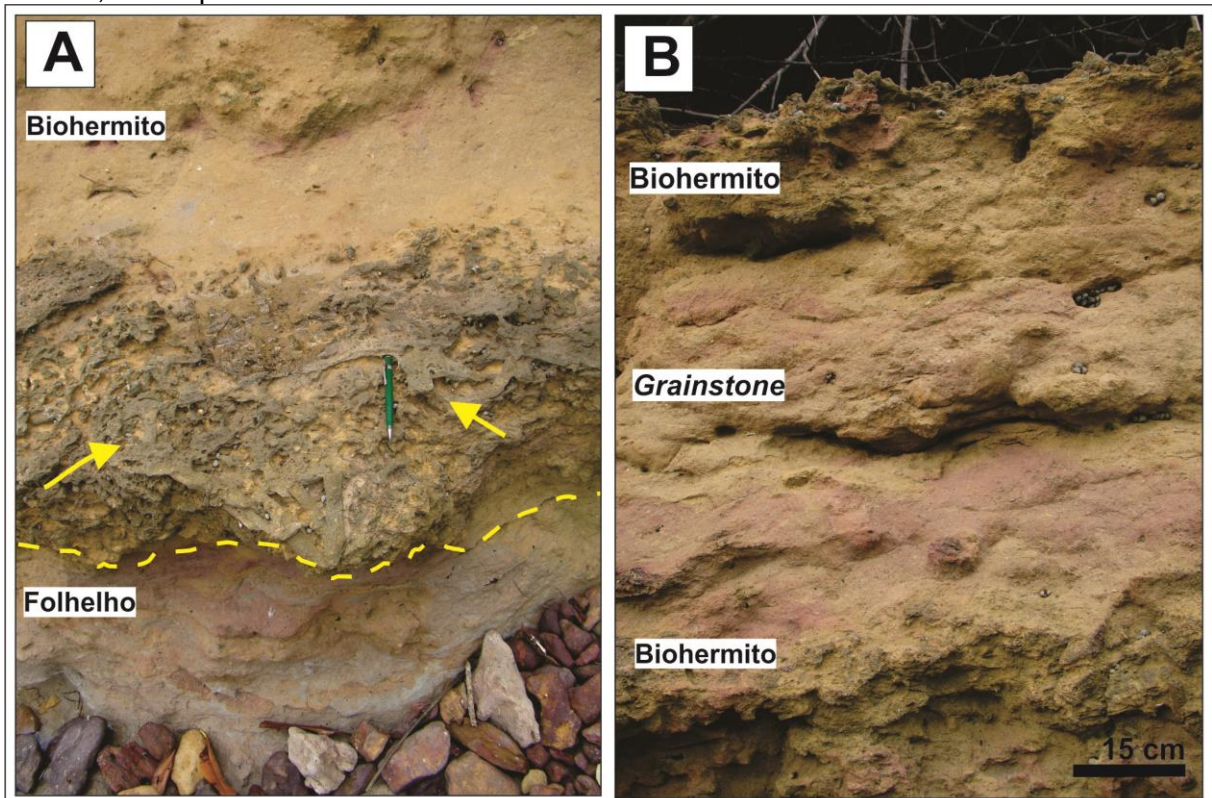
Figura 5.3 - Contato brusco entre a microfácies *mudstone* rica em matéria orgânica e a microfácies *wackestone*. (B) Aspectos gerais da microfácies *dolomudstone* com traços fósseis de *Thalassinoides*, localizados na Praia do Atalaia, Salinópolis-Pa.



Fonte: Elaborado pelo autor

Na comunidade de Aricuru, município de Maracanã a sucessão carbonática é representada da base para o topo por uma camada de *mudstone* verde escuro maciço (Figura 5.4A) cuja espessura fica em torno de 1 m, constituído por fragmentos de vegetais e megatraços fósseis horizontais e sinuosos. Em direção ao topo ocorre a alternância entre biohermitos ricos em briozoários e *grainstones* maciços e estratificados (laminações onduladas incipientes e estratificações cruzadas de baixo ângulo) com cerca de 3 m de espessura (Figura 5.4B). Os *grainstones* são caracterizados pela abundancia de foraminíferos, fragmentos de briozoários e crustáceos. Esta sucessão é sobreposta pelos depósitos siliciclásticos da Formação Barreiras.

Figura 5.4 - (A) Fácies *mudstone* com bioturbação sobreposto por biohermitos, detalhe das colônias de briozoários (setas). (B) Intercalação entre biohermitos e *grainstone* do perfil de Aricuru, Município de Maracanã-Pa.



Fonte: Elaborado pelo autor

Na Ilha de Fortaleza ocorre na base do perfil uma fina camada de *mudstones* negros com concreções de pirita intercalados com laminações de *wackestones*, estes são sobrepostos pela microfácies *wackestone/packstone* com laminações incipientes, com aproximadamente 1 m de espessura. Uma espessa camada de *packstone* ocorre na porção intermediária a superior do perfil, caracterizado por fósseis de gastrópodes e bivalves, além de outros bioclastos fragmentados (Figura 5.5). Estes litotipos são sobrepostos pelos sedimentos Pós- Barreiras.

Figura 5.5 - Biocalcarenito (*packstone*) localizado na Ilha de Fortaleza, Município de Maracanã.



Fonte: Elaborado pelo autor

5.2 DESCRIÇÃO DAS MICROFÁCIES

O estudo microfaciológico da Formação Pirabas a partir do estudo petrográfico de seções delgadas das rochas carbonáticas da Formação Pirabas, no nordeste do estado do Pará, permitiu a identificação e caracterização de sete microfácies: *grainstone* com grãos terrígenos e algas (Gt), *wackestone/packstone* com laminação plana (W/P), *packstone* rico em foraminíferos e moluscos (P), *rudstone* com fragmentos de moluscos (R), *wackestone* com grãos terrígenos (W), *calci-mudstone* (Cm) e *dolomudstone* maciço (Dm). Estas microfácies foram interpretadas conforme o modelo deposicional de Irwin (1965) que compreende um modelo para fácies desenvolvidas em plataforma carbonática epicontinental.

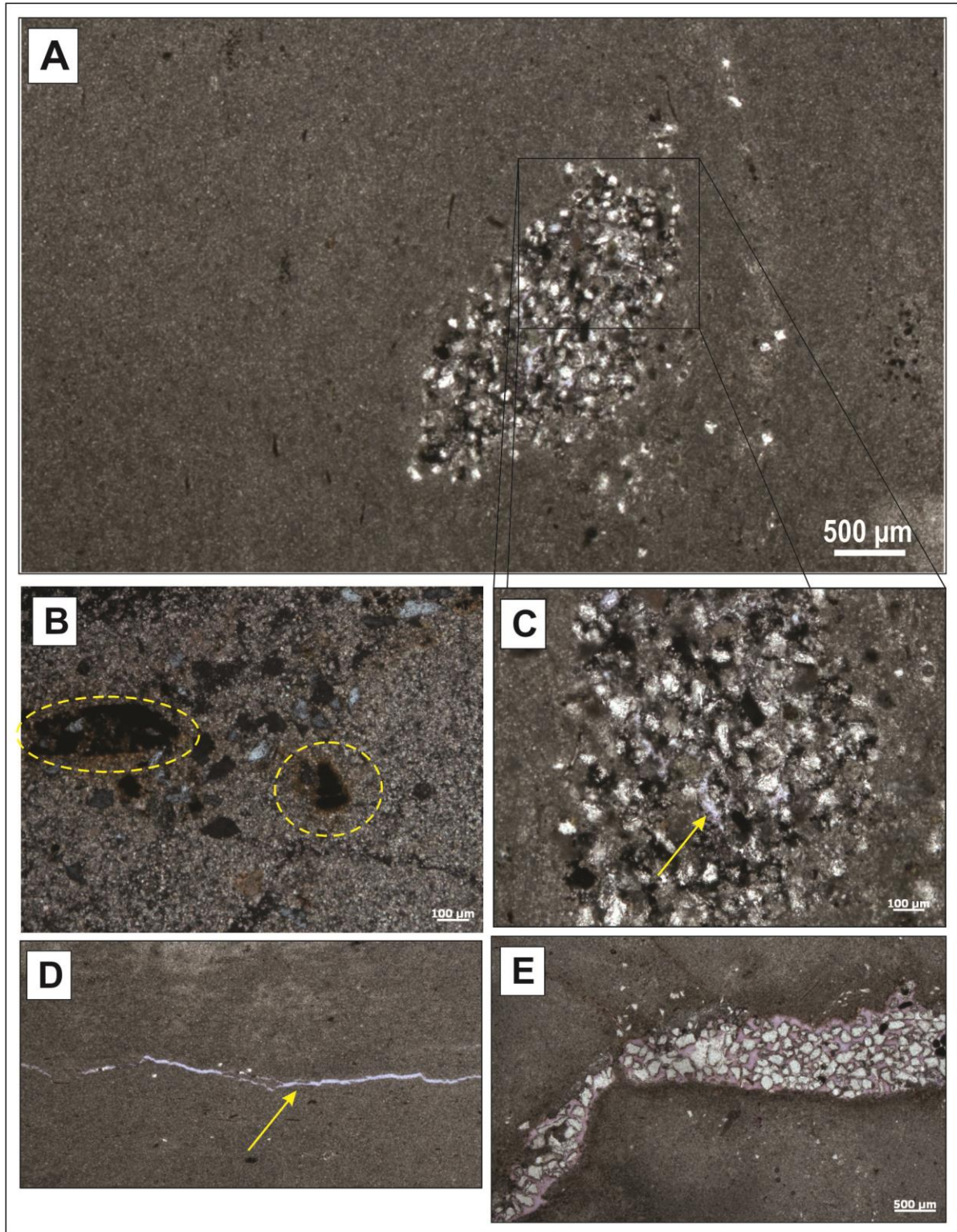
5.2.1 Calci-mudstone

A microfácies calci-mudstone é caracterizada por apresentar macroscopicamente textura afanítica, aspecto maciço, por vezes laminada, afossilífera e cor cinza. Microscopicamente seu arcabouço é composto essencialmente por matriz micrítica (Figura 5.6), representando cerca de 97,0% da rocha e grãos terrígenos (2,0%). A matriz é composta de calcita microcristalina (cristais de até 4 μm) e localmente calcita microespática (cristais de até 8 μm). Os cristais microespáticos são subedrais a anedrais caracterizando mosaicos finos hipidiotópicos e de aspecto sujo. Muito raramente alguns pelóides podem ser distinguidos na matriz micrítica. Os grãos de quartzo ocorrem disseminados ou concentrados em fraturas e bioturbações (Figura 5.6A e C), são subangulosos com tamanho médio de 120 μm (areia muito fina) e bem selecionados. Ocorrem ainda raros minerais opacos subangulosos a subarredondados de tamanho médio de 100 μm (areia muito fina). Os grãos terrígenos que ocorrem nas bioturbações apresentam, principalmente ao redor dos minerais opacos, impregnações de óxido-hidróxido de ferro, são angulosos a subanguloso e com bordas corroídas. No geral os poros são, em ordem de abundância, os do tipo intercristalino, fratura de contração (Figura 5.6D) e intergranular, constituindo cerca de 1% do arcabouço da rocha. Os poros intercristalinos apresentam entre 8 e 10 μm de tamanho e são raramente conectados. Os poros em fraturas de contração apresentam formas e tamanhos diversos e podem estar associados à bioturbações ou orientados segundo

o plano de acamamento. Os poros intergranulares são comuns apenas entre os grãos terrígenos que preenchem as bioturbações. Nesta microfácies foi identificado apenas um bioclasto de gastrópode (100 µm) impregnado por óxido de ferro.

Na praia do Atalaia esta microfácies apresenta abundantes fragmentos de madeira, por vezes em posição de vida, folhas piritizadas e *coffee ground*, além de megatraços fósseis horizontais. Os fragmentos de madeira não foram identificados taxonomicamente, mas apresentam entre 1 e 100 cm de comprimentos, diâmetro variado, aspecto lenhoso e cor preta.

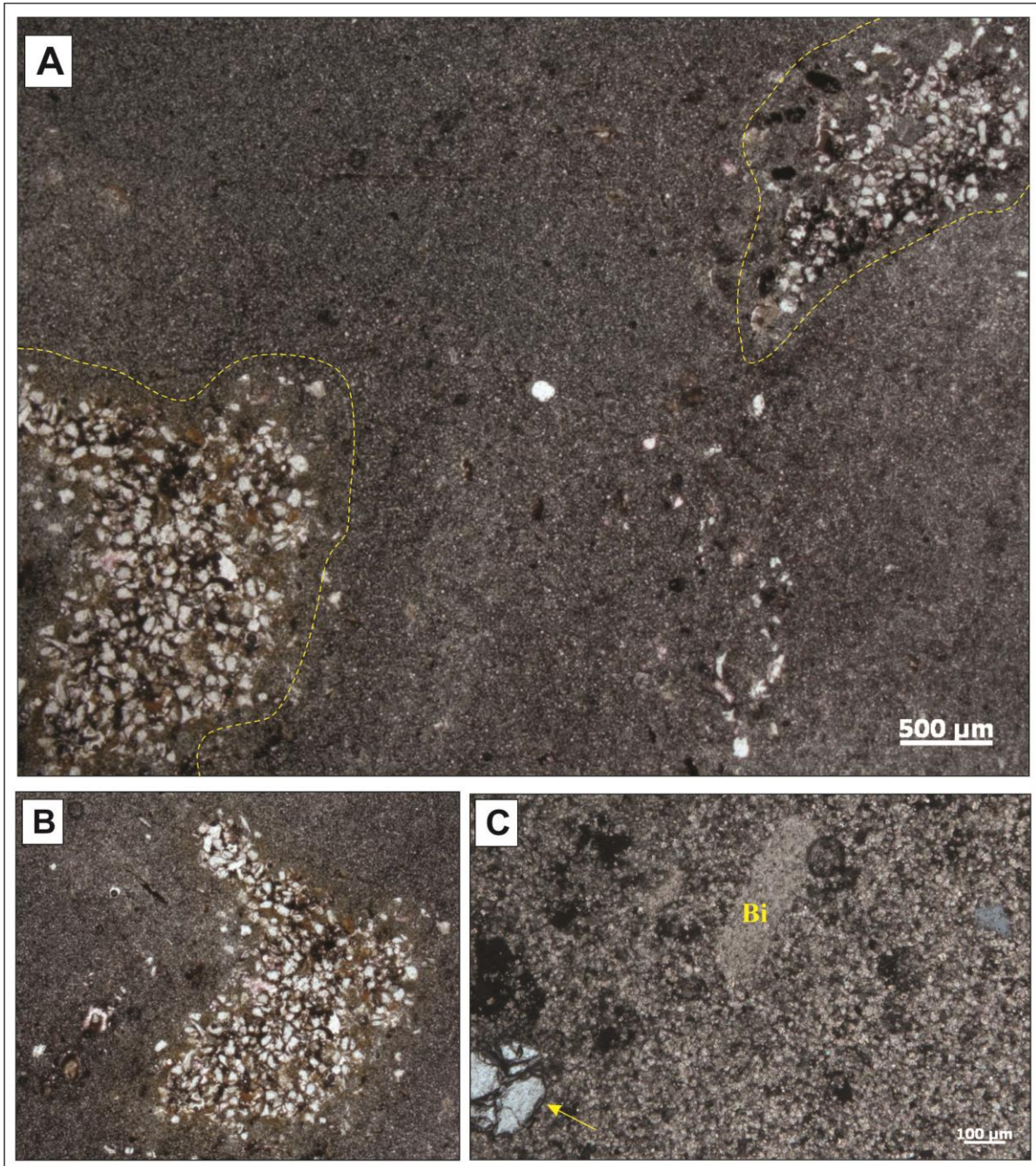
Figura 5.6 - Fotomicrografia da microfácies calci-*mudstone* (A) com bioturbação onde ocorre aglomerado de grãos terrígenos de quartzo. (B) calcita pseudoespática com minerais opacos e bioclasto indiferenciado impregnados por óxido de ferro (círculo). (C) Detalhe da bioturbação onde ocorre aglomerado de quartzo, mostrando a porosidade intergranular (seta). (D) Mostra a porosidade em fraturas de contração (seta). (E) Aglomerados de grãos de quartzo em fraturas.



5.2.2 Dolomudstone maciço

Esta microfácies é caracterizada macroscopicamente por ser afossilífera com textura afanítica e coloração cinza claro. Microscopicamente o arcabouço é constituído por matriz micrítica (95,4%), grãos terrígenos (2,6%) e poros (2,0 %), além de raros bioclastos indiferenciados (<1%). A matriz micrítica é composta por dolomita microespática, subtranslúcida com cristais de dimensões de até 12 µm, subedrais a eudrais que caracterizam uma textura hipidiotópica. Os grãos terrígenos são representados principalmente por grãos de quartzo angulosos a subangulosos, por vezes fraturados, com dimensões variando entre 40 a 180 µm (silte a areia muito fina), além de raros grãos de minerais opacos arredondados a subarredondados. Os grãos ocorrem de forma disseminada na rocha, porém as maiores concentrações estão associadas à bioturbações (Figura 5.7A e B). Ao redor destes grãos ocorrem poros intergranulares e mais raramente dolomita micrítica e argilominerais impregnados por óxido-hidróxido de ferro. Além dos poros intergranulares ocorrem ainda poros intercristalinos e poros *vugs*. Apenas um bioclasto foi identificado nesta microfácies, sendo caracterizado por um fragmento retangular composto de calcita (Figura 5.7C).

Figura 5.7- Fotomicrografia da microfácies *dolomudstone*, mostrando em (A) bioturbações onde ocorrem aglomerados de grãos terrígenos de quartzo de forma irregular (Círculos amarelos). (B) Detalhe da forma dos aglomerados de uma das bioturbações. (C) mostra a dolomita microespática (cristais até 12 μm), grãos de quartzo fraturado (seta) e bioclasto indiferenciado substituído por dolomita.



Fonte: Elaborado pelo autor

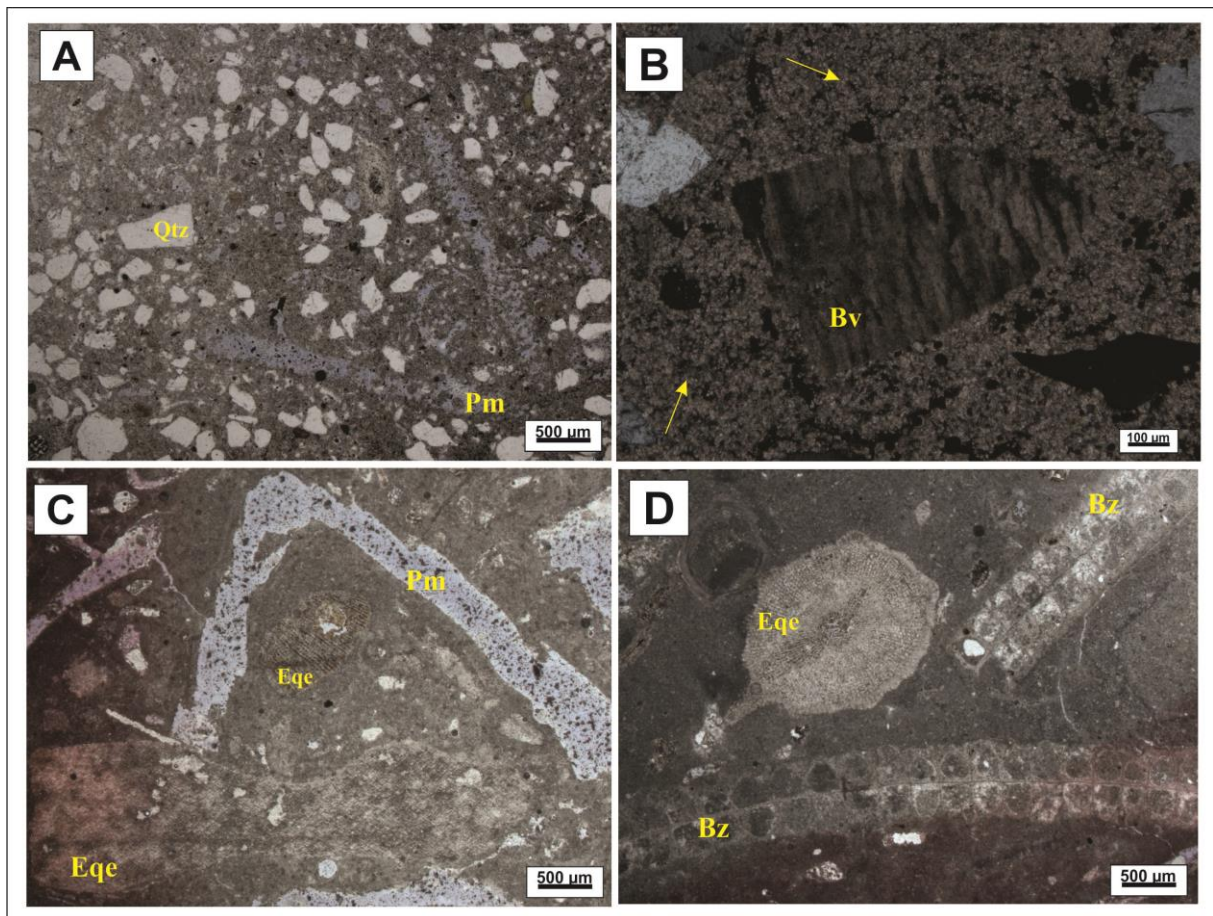
5.2.3 *Wackestone* com grãos terrígenos

A microfácies *wackestone* possui coloração cinza clara e estrutura maciça, é caracterizada por apresentar arcabouço aberto suportado pela matriz micrítica com grãos aloquímicos e terrígenos disseminados (Figura 5.8). A matriz micrítica corresponde a 57,5% do arcabouço da rocha, sendo composta por calcita microcristalina, localmente ocorrem camadas em que cristais subedrais a anedrais de aspecto sujo apresentam dimensões em torno de 30 μm o que caracteriza um pseudoesparito com textura hipidiotópica. Os grãos aloquímicos correspondem a 22,0% do arcabouço da microfácies e são representados por bioclásticos de equinodermas (2,8%) com até 250 μm , fragmentos de moluscos de bivalves, gastrópodes e fragmentos indiferenciados (5,6%), briozoários (2,6%) foraminíferos uniseriais e algas que representam cerca de 1%. As conchas de gastrópodes e bivalves geralmente apresentam uma orientação paralela ao acamamento. A maioria das conchas de bivalves ocorre desarticuladas, sendo que estas estão geralmente dissolvidas formando poros móldicos (Figura 5.8A e C). Localmente ocorrem bioclástico de briozoários com os zoécios dissolvidos e ostracodes substituídos por sílica (silicificação) (Figura 5.9). Na região de Capanema os fragmentos de equinodermas chegam a até 4,5 mm, a maioria apresentam sobrecrecimento sintaxial de calcita.

Os grãos terrígenos são predominantemente de quartzo monocristalino (19,0%), angulosos a subangulosos, por vezes fraturados com dimensões variando principalmente de 40 a 300 μm (silte a areia média). Na maioria das camadas de *wackestones* ocorrem grandes concentrações de grãos terrígenos formando por vezes intercalações com porções pobres em terrígenos (<2%) e gerando laminações irregulares. A porosidade (21,5%) é representada por poros intrapartícula, intercristalinos, *vugs* e principalmente poros móldicos (13,2 %). Os poros intrapartícula são comuns em fragmentos de algas e conchas de gastrópodes. Os poros *vugs* (Figura 5.9D) são muito raros, apresentam tamanhos e formas variadas. Os poros móldicos apresentam de formas retangulares ou curvadas e alongadas semelhantes a conchas desarticuladas e fragmentadas de moluscos bivalves. Os poros intercristalinos ocorrem somente nas camadas com cristais pseudoespáticos e são caracterizados por seu tamanho entre 5 e 8 μm , mas podem chegar a 20 μm .

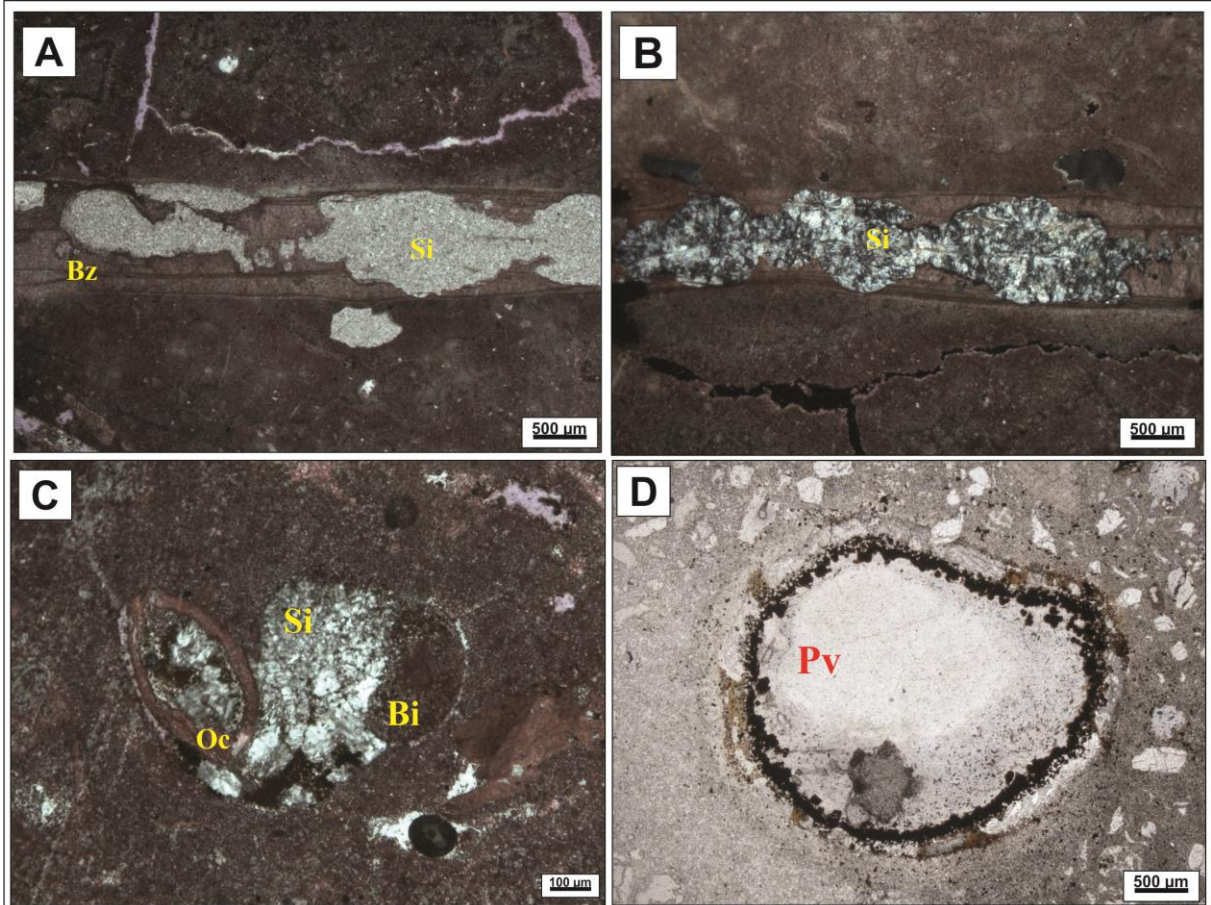
Ocorrem poros móldicos preenchidos por cimento de calcedônia com textura fibro-radial outros, de forma parcial por cimentação de calcita.

Figura 5.8 - Fotomicrografia da microfácies *wackestone* com terrígeno, mostrando em (A) grãos de quartzos subanguloso. Em (A) e (C) mostra megaporo móldico formado possivelmente pela dissolução de concha de bivalve (Pm). A figura (B) mostra fragmento de concha de bivalve (Bv) e calcita pseudoespática (setas) visto com nicóis cruzado ($N \perp C$); (C) fragmento de equinodermas (Eqe) e (D) briozoários com os zoécios preenchidos por micrito e equinóide não fragmentado com ornamentação preservada (Eqe).



Fonte: Elaborado pelo autor

Figura 5.9 - Fotomicrografia da microfácies *wackestone* com terrígeno, mostrando fragmento de briozoário (Bz) com os zoécios dissolvidos e preenchidas por sílica (Si) em (A) ao nicóis paralelo (N//P) e em (B) ao nicóis cruzado (N \perp C); (C) cimento de sílica preenchendo cavidade de ostracode e poro de dissolução. (Bi) bioclasto indiferenciado; (D) megaporo móldico (Pv) semelhante à concha de gastrópode.



Fonte: Elaborado pelo autor

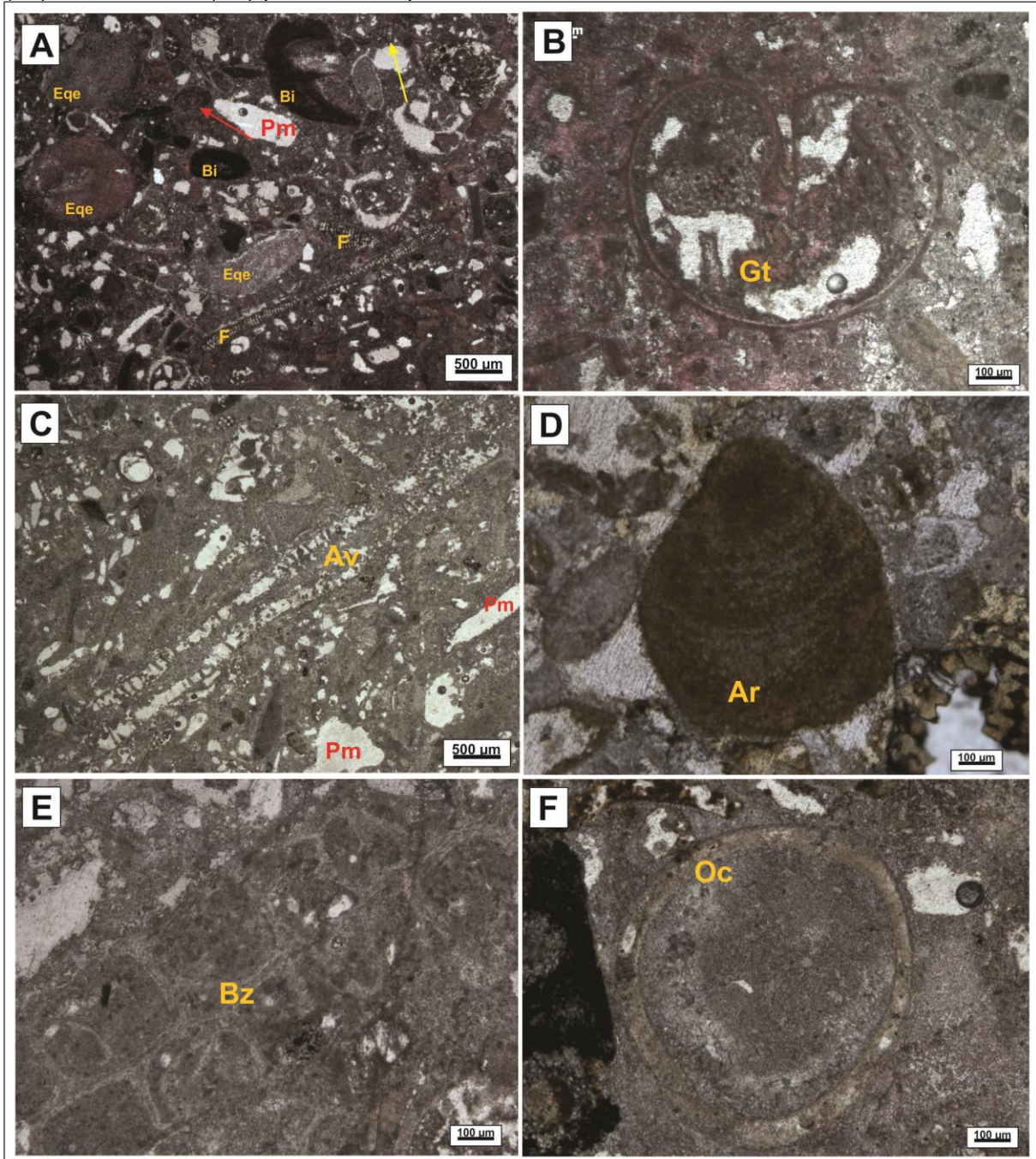
5.2.4 *Packstone* rico em foraminíferos e moluscos

A microfácies *packstone* é caracterizada por arcabouço sustentado pelos grãos aloquímicos (39,6%) e alguns terrígenos (8,6%) imersos em uma matriz micrítica (40,4%). Poucas estruturas sedimentares são observadas nesta microfácies e se restringem a estratificações e laminações planas e mais raramente cruzadas. Os principais grãos aloquímicos são bioclastos e intraclastos. Os bioclastos são representados por fragmentos de moluscos (8,6%), foraminíferos (7,8%), algas (6,8%), equinodermas (3,9%), briozoários (3,3%), além de gastrópodes, ostracodes e fragmentos de conchas de bivalves que representam cerca de 4,5% (Figura 5.10). A porosidade desta microfácies (11,4 %) é constituída essencialmente por poros móldicos e mais raramente poros *vugs*, intercrystalinos e intrapartícula. Os bioclastos

de moluscos são representados por conchas de gastrópodes e bivalves, sendo que os últimos estão geralmente substituídos por calcita espática ou dissolvidos formando poros móldicos. Alguns poros de formato retangular a levemente curvados foram considerados como bioclastos indiferenciados que também podem ser o produto da dissolução de conchas de moluscos bivalves. Conchas de bivalves são encontradas em sua maioria desarticuladas, todavia conchas articuladas apresentam suas porções internas preenchidas por micrito com dimensões de 400 μm , em média, também ocorrem. Gastrópodes são raros nesta microfácies e apresentam geralmente diâmetro da concha de 850 μm , foram observadas somente conchas em seção transversal. As paredes das conchas são finas com pequenas ornamentações em forma de espinhos e de composição calcítica. As câmaras internas são preenchidas por micrito ou apresentam poros.

Os foraminíferos são uniseriais e bisseriais (350-900 μm), geralmente menores que os gastrópodes, variam entre 100 e 900 μm . Conforme os espécimes descritos no atlas de Scholle e Ulmer-Scholle (2003) os foraminíferos foram classificados como: miliolídios (200-800 μm) rotaliníios, soritidae, globegerinina (120 μm). Formas semelhantes a *Marginopora sp* (Figura 5.10A), com até 2,6 mm, ocorrem principalmente micritizadas ou apenas preenchidos por micrito ou por calcita pseudoespática com a carapaça dissolvida, formando poro móldico. As algas podem alcançar até 1700 μm de comprimento e ocorrem como fragmentos de algas vermelhas com envelope micritico e algas verdes com porosidade intrapartícula (Figura 5.10C). Os fragmentos de algas vermelhas são comumente do peritalo com raros conceptáculos e alguns fragmentos do hipótalo. As algas verdes são mais difíceis de discernir e se assemelham a *dasycladacea*. Os equinodermas (400-2200 μm) são representados pelos fragmentos de equinoides e espinhos que ocorrem comumente com suas estruturas internas preservadas, por vezes micritizados ou com sobrecrescimento sintaxial de dolomita. Os briozoários ocorrem micritizados principalmente desarticulados e fragmentados, por vezes com os zoécios (250 μm) preenchidos por micrito (Figura 5.10E) e mais raramente vazios formando poros intrapartículas.

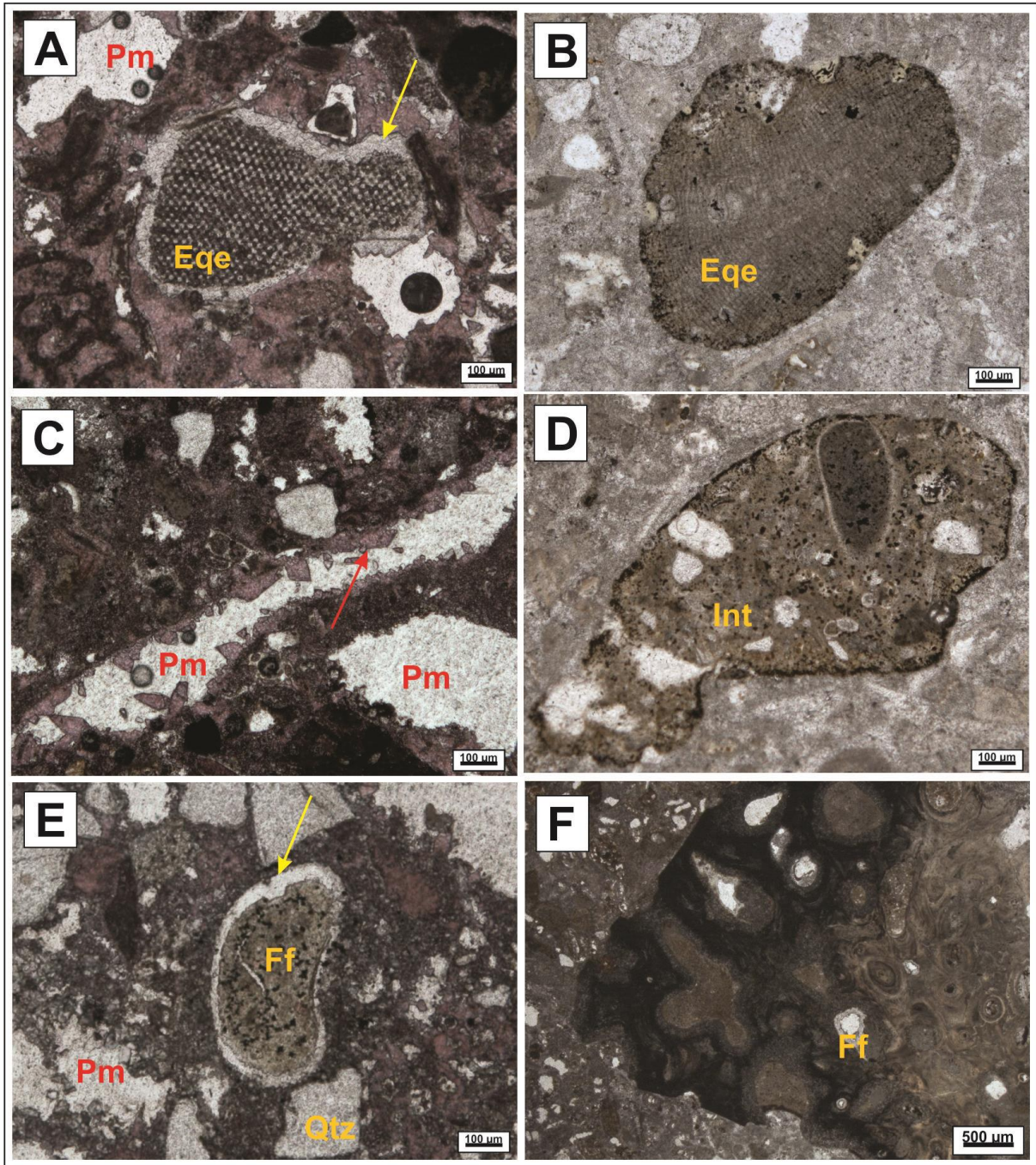
Figura 5.10 - Fotomicrografia da microfácies *packstone*, mostrando em(A) o abundante conteúdo microfossilífero com bioclastos inteiros de equinóides (Eqe), foraminíferos (F) como *Marginopora* sp, bioclasto indiferenciado (Bi), além de poro móxico; em (B) gastrópode (Gt) parcialmente preenchido por micrito; (C) algas verde (Av) com porosidade intrapartícula e (D) algas vermelhas (Ar) com envelope micritico. Em (E) e (F) briozoários (Bz) e ostracodes (Oc) preenchidos por micrito.



Fonte: Elaborado pelo autor

Pontualmente ocorrem fragmentos de composição fosfática com tamanho em média de 500 μm ((Figura 5.11E), alguns desses fragmentos podem alcançar até 10 cm em amostras de mão. Os intraclastos compõem 4,5% do arcabouço da microfácies, apresentam contornos arredondados, dimensões em médias de 1100 a 1500 μm (Figura 5.11D). Os intraclastos são de fragmentos de *calci-mudstone* e de *wackestone*. Este último com fragmentos de bioclastos e grãos de quartzo. Os grãos terrígenos são predominantemente de quartzos monocristalinos, subangulosos a subarredondado com tamanho variando de 50 a 500 μm . A matriz micrítica de cor cinza escuro é subtranslúcida composta localmente por calcita microespática. Em apenas uma camada a matriz encontra-se com os cristais com dimensões de até 150 μm caracterizando um pseudoesparito. A rocha apresenta poros móldicos alongados, curvados e outros arredondados, sendo estes parcialmente preenchido por cimento de dolomita espática e de calcita. Os poros móldicos apresentam tamanhos e formas semelhantes as conchas de moluscos bivalves. Poros do tipo *vugs* e intrapartículas são muito raros e ocorrem geralmente na matriz micrítica e diferencia-se pelo tamanho e forma, onde os poros *vugs* são maiores e possuem formas semicirculares e irregulares, enquanto os poros intercristalinos são muito pequenos e por vez de difícil distinção.

Figura 5.11 - Fotomicrografia da microfácies *packstone*, mostrando (A) equinoderma (Eqe) com sobrecrecimento sintaxial de dolomita e poro móldico (Pm); (B) bioclasto com bordas corroídas, início de micritização; (C) Poro móldico (Pm) com preenchimento parcial de cimento de calcita; (D) intraclastos (Int) com início de micritização; (E) fragmento de fosfato (Ff) e em (F) detalhe de um fragmento de osso a N/P.



Fonte: Elaborado pelo autor

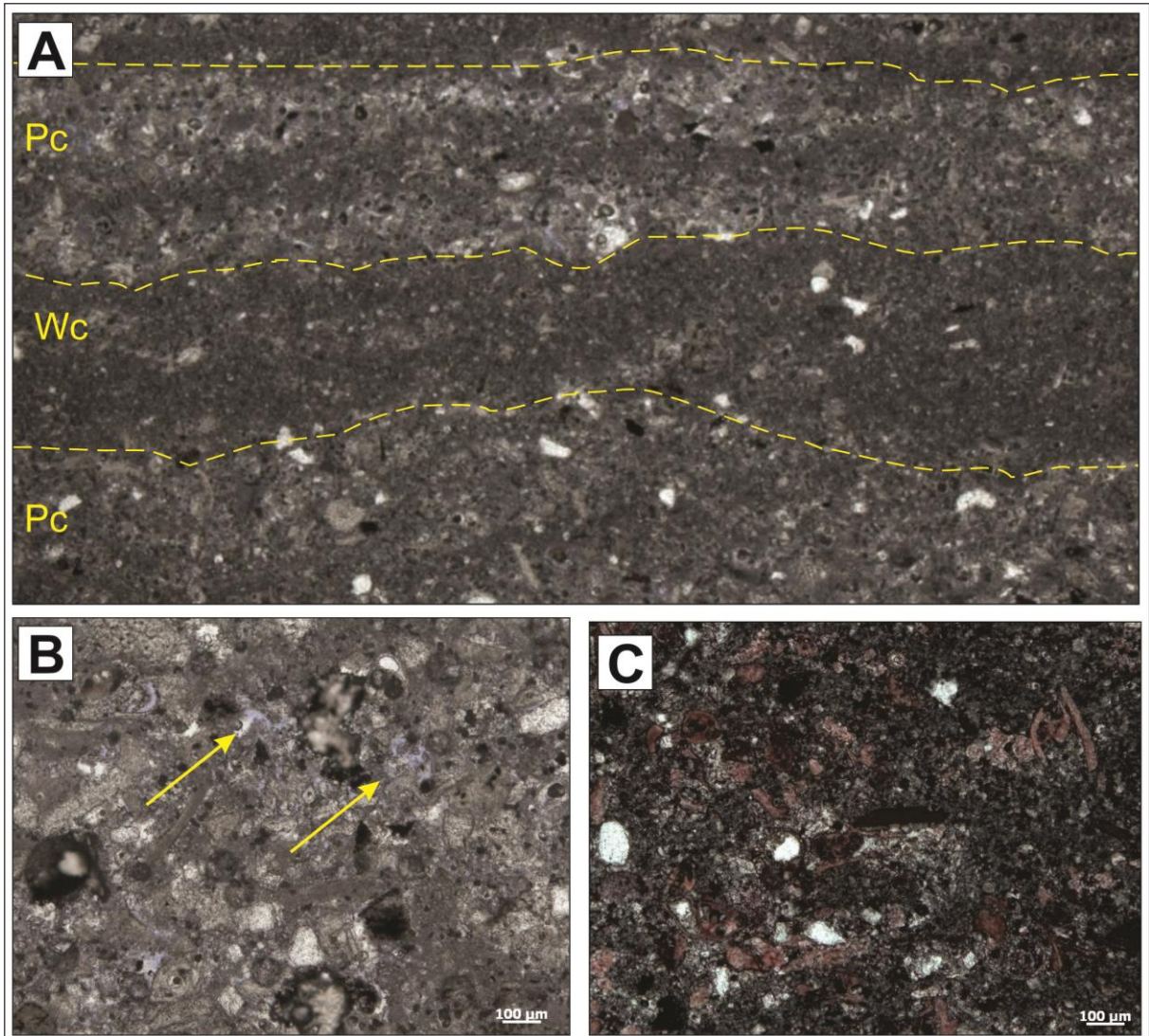
5.2.5 *Wackestone/Packstone* com laminação plana

Esta microfácies carbonática é a mais comum na área estudada, foi observada na região de Salinópolis, Capanema e Ponta do Castelo. Na região de Capanema esta microfácies ocorre na base do perfil com laminação plano-paralela, na qual ocorre a intercalação de laminais essencialmente *wackestone* e laminais essencialmente *packstone* (Figura 5.12). É caracterizada por arcabouço sustentado geralmente pela matriz micrítica, representando cerca de 57,6% da rocha. Os grãos presentes são aloquímicos (29,2%) e terrígenos (3,5%). Os grãos aloquímicos são representados por briozoários (6,6%), algas (3,6%), bivalves (3,3%), equinodermas (2,6%), foraminíferos (2,3%), fragmentos de moluscos (2,3%), além de gastrópodes, ostracodes e outros fragmentos indiferenciados que representam cerca de 7,9%.

Os grãos esqueletais estão bastante fragmentados, mas com suas estruturas internas preservadas ou substituídos por calcita espática, por vezes, alguns briozoários e equinodermas foram substituídos por calcita ferrosa, alguns como foraminíferos e moluscos estão micritizados. Os fragmentos de moluscos, representados por conchas de bivalves e gastrópodes (Figura 5.13B), ocorrem com suas estruturas parcialmente preservadas, sendo principalmente substituídos por calcita espática ou dissolvidos formando poros móldicos. As conchas de bivalves estão geralmente desarticuladas e dissolvidas gerando poros, raramente conchas articuladas são observadas. Quando ocorrem articuladas, assim como gastrópodes, estão preenchidos por micrito. Os foraminíferos são representados por miliolides (400 μm), globigerinina, rotalina e soritidae (*Marginopora sp*) que atingem dimensões de até 11 mm (Figura 5.13D). Estes ocorrem normalmente preenchidos por micrito e substituídos por calcita espática com dissolução parcial formando poros intrapartículas. Os globigerininas ocorrem com suas cavidades preenchidas por micrito, os rotalininas ocorrem com dimensões em média de 90 μm . As algas presentes são fragmentos de algas vermelhas com suas estruturas internas preservadas, que indicam que são partes do peritalo e do hipótalo, pontualmente algumas estão micritizadas e/ou substituídas por calcita espática, porém ocorrem algas bem reservadas com cerca de 100 μm de comprimento. Algumas equinodermas (40-100 μm), assim como seus espinhos estão com suas estruturas internas preservadas sendo que normalmente encontra-se fragmentados e com sobrecrecimento sintaxial de dolomita, alguns parcialmente dissolvidos com

porosidade intrapartícula e com envelope micrítico. Os espinhos de equinoide são raros e foram observados somente em seção transversal, onde podem alcançar até 100 μm de diâmetro. Os fragmentos são compostos principalmente por calcita comum, todavia alguns equinodermas foram substituídos por calcita ferrosa. Os briozoários ocorrem principalmente como fragmentos com estruturas internas preservadas e com os zoécios preenchidos por calcita microcristalina e mais raramente calcita espática. Intraclastos são fragmentos de *calci-mudstone* irregulares e retangulares que ocorrem de forma pontual e apresentam geralmente bordas de películas de óxido de ferro. Os grãos terrígenos são de quartzos monocristalinos que variam de subangulosos a subarredondados com tamanho variando de 50 a 200 μm (silte a areia média), sendo grãos de 800 μm (areia muito grossa) raros.

Figura 5.12 - Fotomicrografia da microfácies *packstone/wackestone* laminado (A), com detalhe da porção *packstone* com poros intrapartículas (setas) e da porção *wackestone*; (B) mostra detalhe da porosidade interpartícula que ocorre nas porções *packstone*, e (C) mostra os fragmentos de bioclastos com tamanho geralmente inferior a 100 μm que ocorrem nas porções *wackestone*.



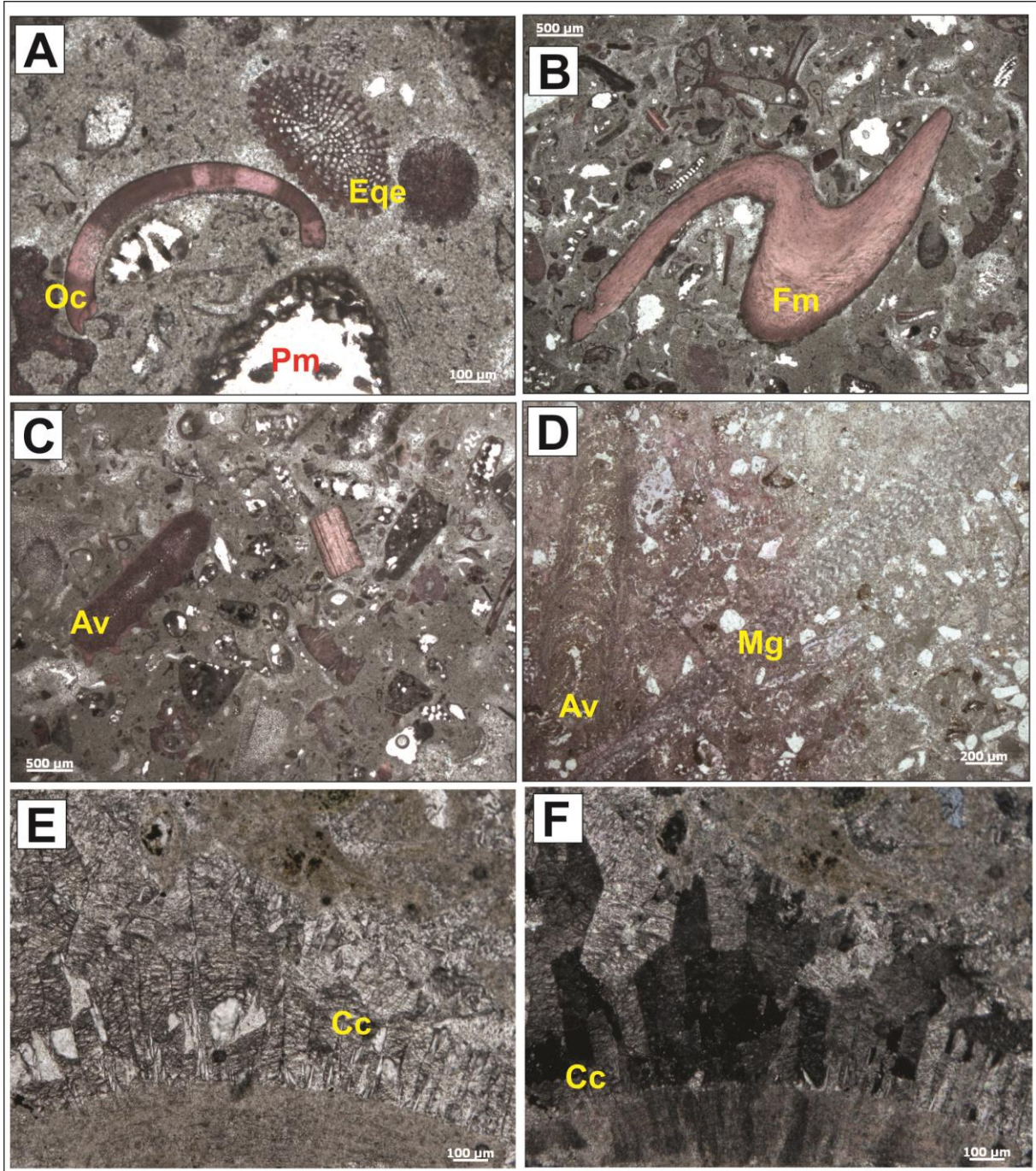
Fonte: Elaborado pelo autor

A matriz é composta de calcita microcristalina, subtranslúcida, homogênea de textura afanítica, localmente peloidal e cor cinza com cristais de até 4 μm . A matriz encontra-se dolomitizada na região de Ponta do Castelo, com os cristais de dolomita com dimensões de até 100 μm (Figura 5.14), textura idiotópica (mosaico de cristais eudrais) e textura inequigranular seriada. Na região de Salinópolis a matriz micrítica apresenta feições de neomorfismo como cristais anedrais de aspecto sujo formando uma textura xenotópica. A rocha apresenta porosidade intersticial (9,6%) representada por poros interpartícula, intrapartícula e poros formados pela contração

da matriz. Os poros intrapartícula são comuns em câmaras de foraminíferos e zoécios de briozoários. Os poros móldicos são alongados curvados, e outros arredondados. O cimento é constituído de calcita espática, onde ocorre somente preenchendo/substituindo parcialmente poros móldicos de moluscos bivalves e mais raramente espaços interpartículas. Franjas lamelares não-fibrosas e equidimensionais são observadas dentro de fragmentos de concha de bivalves que estão dissolvidos. Na região de Atalaia formam franjas fibro-radial em torno de foraminíferos (Figura 5.13E e F). Na região de Ponta do Castelo a porosidade esta parcialmente ou completamente preenchida por cimento de dolomita espática inequigranular hipidiotópica (*pore filling*).

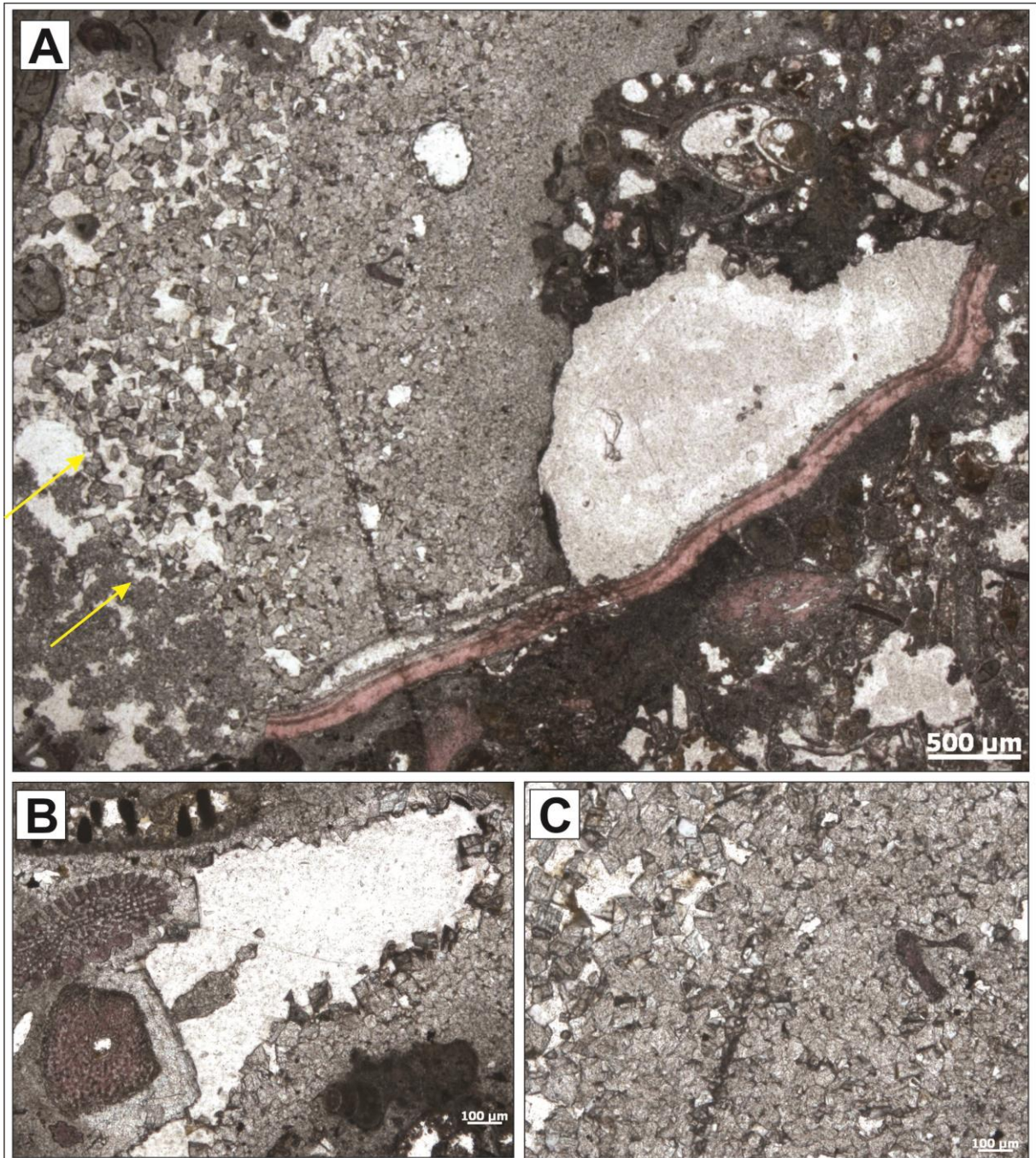
Na região de Capanema esta microfácies apresenta acamamento plano com orientação preferencial dos grãos perpendicular a laminação, onde ocorre . A laminação plano-paralela consiste na alternância de lâminas essencialmente micríticas com microfósseis disseminados e lâminas com uma maior quantidade de grãos, tanto bioclastos como terrígenos, com o arcabouço fechado. O espaço interpartícula neste último é geralmente representado por porosidade interpartícula ou preenchido por micrito.

Figura 5.13 - Fotomicrografia da microfácies *packstone/wackestone* laminado, mostrando (A) fragmento de concha de ostracode (Oc) e espinho de equinoide (Ege) e poro móldico (Pm); (B) fragmento de molusco (Fm) com as estruturas internas preservadas; (C) alga vermelha (Av) com as estruturas preservadas e (D) mostra algas vermelhas (Av) e foraminífero *Marginopora sp* (Mg), como descrito por Scholle e Ulmer-Scholle (2003); (E) N//P, (F) N[⊥]C, mostrando cimento fibro- radial que ocorrem em torno de bioclastos na região do Atalaia.



Fonte: Elaborado pelo autor

Figura 5.14 – Fotomicrografia mostrando (A) a matriz dolomitizada da microfácies *wackestone/packstone* na região da Ilha de Fortaleza com os cristais de dolomita com dimensões de até 100 μm , textura idiotópica. (B) detalhe do sobrecrecimento sintaxial de dolomita em espinho de equinoides e (C) Detalhe do cimento pseudoespático de dolomita idiotópica.



Fonte: Elaborado pelo autor

5.2.6 *Grainstone* com grãos terrígenos e algas

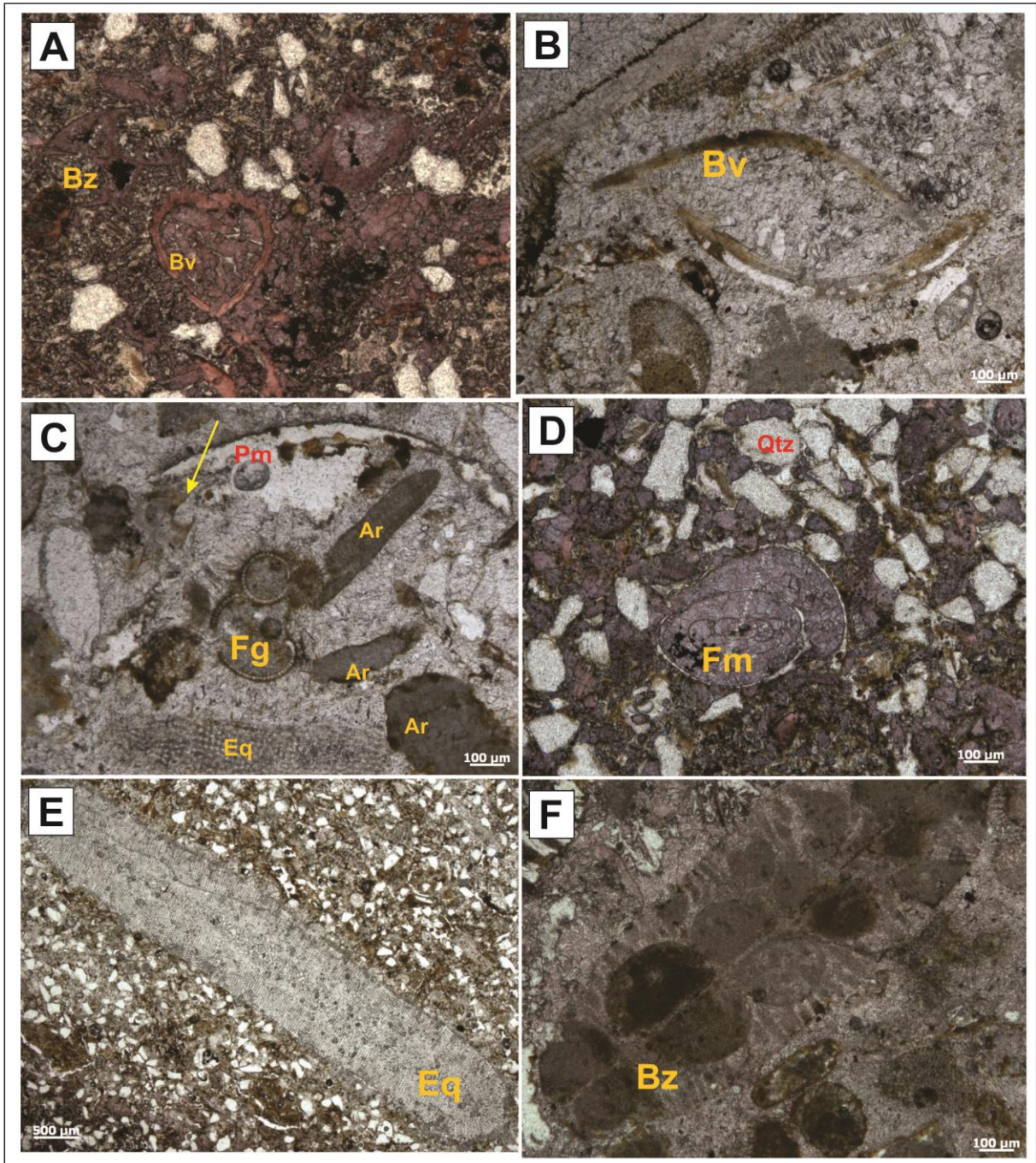
A microfácies *grainstone* é caracterizada pela abundância de cimento de calcita, sem a presença de matriz micrítica e vários bioclastos fragmentados e desarticulados, além de abundante conteúdo de grãos terrígenos siliciclásticos. Esta microfácies ocorre somente nas regiões de Aricurú (Maracanã) e Ilha de Fotaliza (Salinópolis) onde o cimento de calcita apresenta composições diferentes. Em Maracanã o *grainstone* apresenta cimento de calcita ferroso (Figura 5.15A e D), enquanto que na região de Ponta do Castelo a calcita é não-ferrosa (Figura 5.15B). É caracterizada por apresentar camadas com uma quantidade considerável de grãos terrígenos (~14,4%) com ocorrências pontuais de fragmentos de fosfato. O arcabouço é sustentado principalmente pelo cimento (45,2%), localmente é sustentado pelos grãos aloquímicos (39,2%). Os grãos aloquímicos são bioclastos e ocorrências pontuais de intraclastos. Os bioclastos são representados por fragmentos de algas (7,4%), fragmentos de moluscos indiferenciados (4,9%), equinodermas (4,7%), briozoários (3,8%), foraminíferos (2,0%), gastrópodes (2,5%), conchas de bivalves (2,8%) e outros fragmentos de microfósseis indiferenciados (5,5%).

De uma forma geral, os bioclastos estão muito fragmentados com as cavidades preenchidas por calcita espática e a carapaça dissolvida preenchida por calcita espática ferrosa ou formando poros. Na região de Ponta do Castelo os bioclastos apresentam uma orientação preferencial na paralela ao acamamento, em geral estão fragmentados, com envelopes micríticos (Figura 5.16A) e com cimentação de franjas fibro-radial e lamelar não-fibroso de calcita. Os fragmentos de moluscos indiferenciados e as conchas de bivalves ocorrem com suas estruturas preservadas ou substituídas por calcita, sendo os poros formados após a dissolução das conchas preenchidos parcialmente por calcita espática. Os gastrópodes estão substituídos por calcita e preenchidos por calcita espática e são observados somente em seção transversal. Os foraminíferos são unisseriais e bisseriais, e algumas formas são semelhantes aos foraminíferos globegerininas (120 μm), miliolidas (400 μm) e seritidae (*Marginopora sp*) (Scholler e Ulmer-Scholler, 2003). Os miliolidas estão preenchidos por calcita espática e com as carapaças dissolvidas formando poros ou com bordas corroídas (Figura 5.15). Os globegerininas estão com as cavidades preenchidas por micrito ou cimentada por calcita espática. Alguns equinodermas

(200 μm) estão com suas estruturas internas preservadas sendo que normalmente encontra-se fragmentados e com sobrecrecimento sintaxial de calcita. Os briozoários ocorrem somente fragmentados com os zoécios preenchidos por calcita espática. As algas são as mais abundantes dos bioclastos presentes nesta microfácies e são representadas por algas vermelhas com suas estruturas internas bem preservadas, mostrando tanto o peritalo como o hipótalo (Figura 5.16). Os intraclastos (60-120 μm) são fragmentos de calci-*mudstone* que apresentam forma arredondada ou elíptica com borda micritizada. Os grãos terrígenos são grãos de quartzos monocristalinos e mais raramente de plagioclásio, os grãos são subangulosos a subarredondados com tamanho variando de 50 a 300 μm (silte a areia média). Pontualmente ocorrem fragmentos de composição fosfática com tamanho em média de 250-550 μm . Os grãos terrígenos, assim como os aloquímicos, apresentam uma orientação preferencial paralelo ao acamamento.

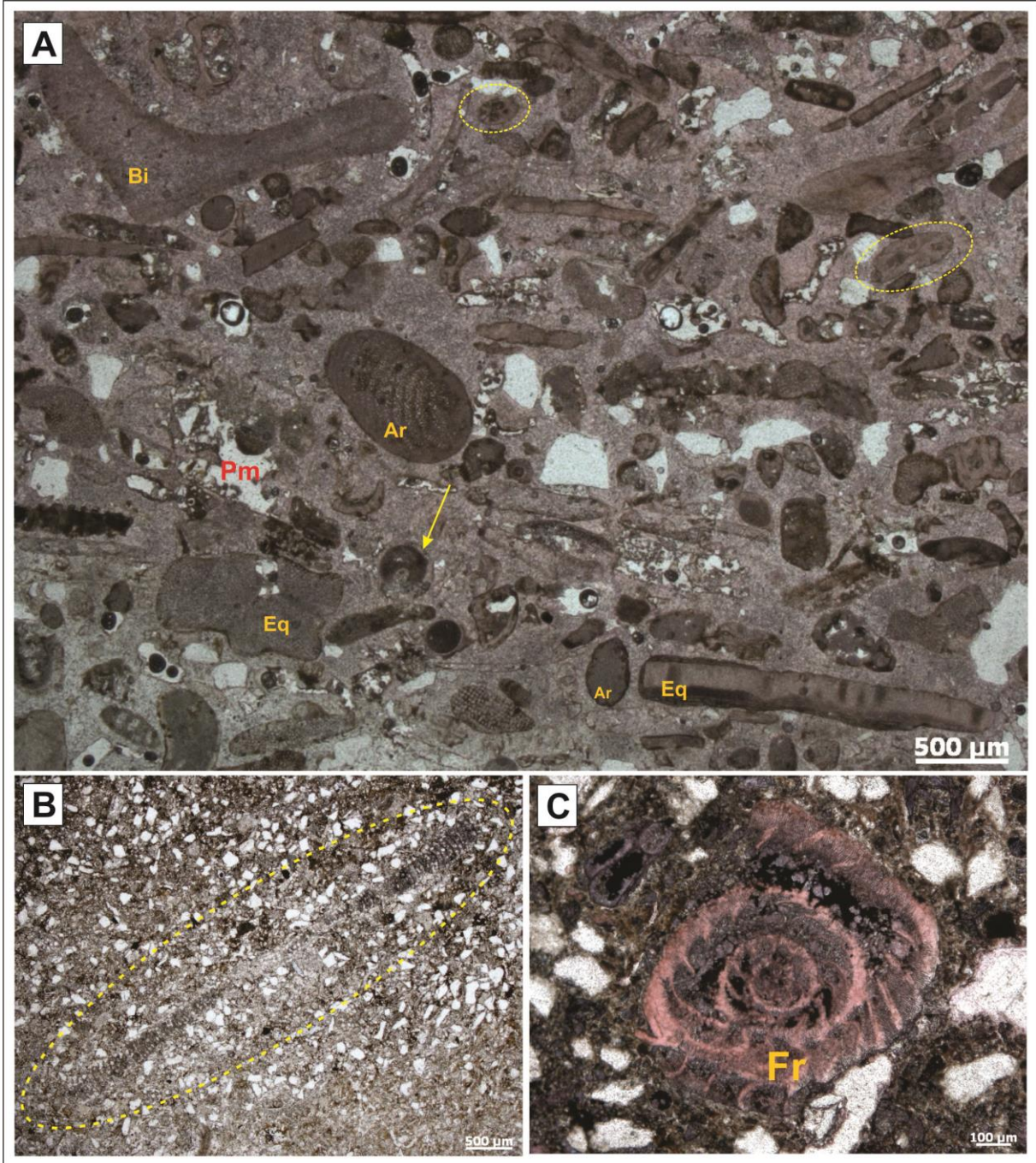
A cimentação (45%) é representada por duas gerações de cimento. A primeira é composta por franjas de calcita com os cristais com dimensões de até 150 μm . Estas ocorrem em franja lamelar e fibro-radial circundando os bioclastos, além de sobrecrecimento sintaxial em torno de fragmentos de equinodermas. De forma disseminada na rocha ocorrem poros de dissolução preenchidos por cimento de gipsita com crescimento fibro-radial e cristais romboédricos de dolomita dispersos dentro dos cristais de gipsita. A segunda geração de cimentação da rocha é composta por calcita espática comum, sendo que na região de Aricuru há a predominância de calcita espática ferrosa. São cristais inequigranular anedral, caracterizando a textura xenotópica, com tamanho variando de 6 a 80 μm . A porosidade (8,6%) da rocha é representada por poros intercristais, interpartículas que ocorrem comumente em câmaras de foraminíferos e zoécios de briozoários, poros gerados por fraturas e principalmente poros móldicos alongados e curvados, além de outros poros de dissolução de forma irregular.

Figura 5.15 - Fotomicrografia da microfácies *grainstone*, mostrando bivalves articulados preenchidos por cimento de calcita ferrosa; (B) bivalves com as conchas desarticuladas, comum nesta microfácies; (C) Detalhe para foraminífero globegerinina (Fg), além de algas vermelhas micritizadas (Ar), equinoides (Eq); (D) detalhe para foraminífero miliolida; (E) equinoide com as estruturas internas preservadas, e (F) briozóario micritizado.



Fonte: Elaborado pelo autor

Figura 5.16 - Fotomicrografia mostrando os constituintes bioclásticos da microfácies *grainstone* (A) onde é possível identificar algas vermelhas (Vr) micritizadas, zoécios desarticulados de briozoários (círculo), equinodermas (Eq), gastrópodes (seta) e bioclastos indiferenciados (Bi); (B) Detalhe para o foraminífero *Marginopora* sp.e (C) foraminífero rotalida.



Fonte: Elaborado pelo autor

5.2.7 *Rudstone* com fragmentos de moluscos

A microfácies *rudstone* ocorre predominantemente na base dos ciclos granodecrescentes, apresentam espessuras em torno de 1,5m e cor cinza esverdeado. É caracterizada pela abundância de macrofósseis superiores a 2 mm (Figura 5.17) e pelo arcabouço sustentado pelos grãos aloquímicos (53,2%) e terrígenos (4,0%) imersos em uma matriz micrítica (40,9%) com cristais de calcita de dimensões inferiores a 5 μm . Os grãos aloquímicos são representados por bioclastos e intraclastos. Os bioclastos são fragmentos de molusco indiferenciados (10,3%), conchas de bivalves (9,4%), foraminíferos (3,5%), corais com tamanho de 4,0 cm e mais raramente briozoários, algas, equinodermas e outros fragmentos de microfósseis indiferenciados que corresponde cerca de 18,3%.

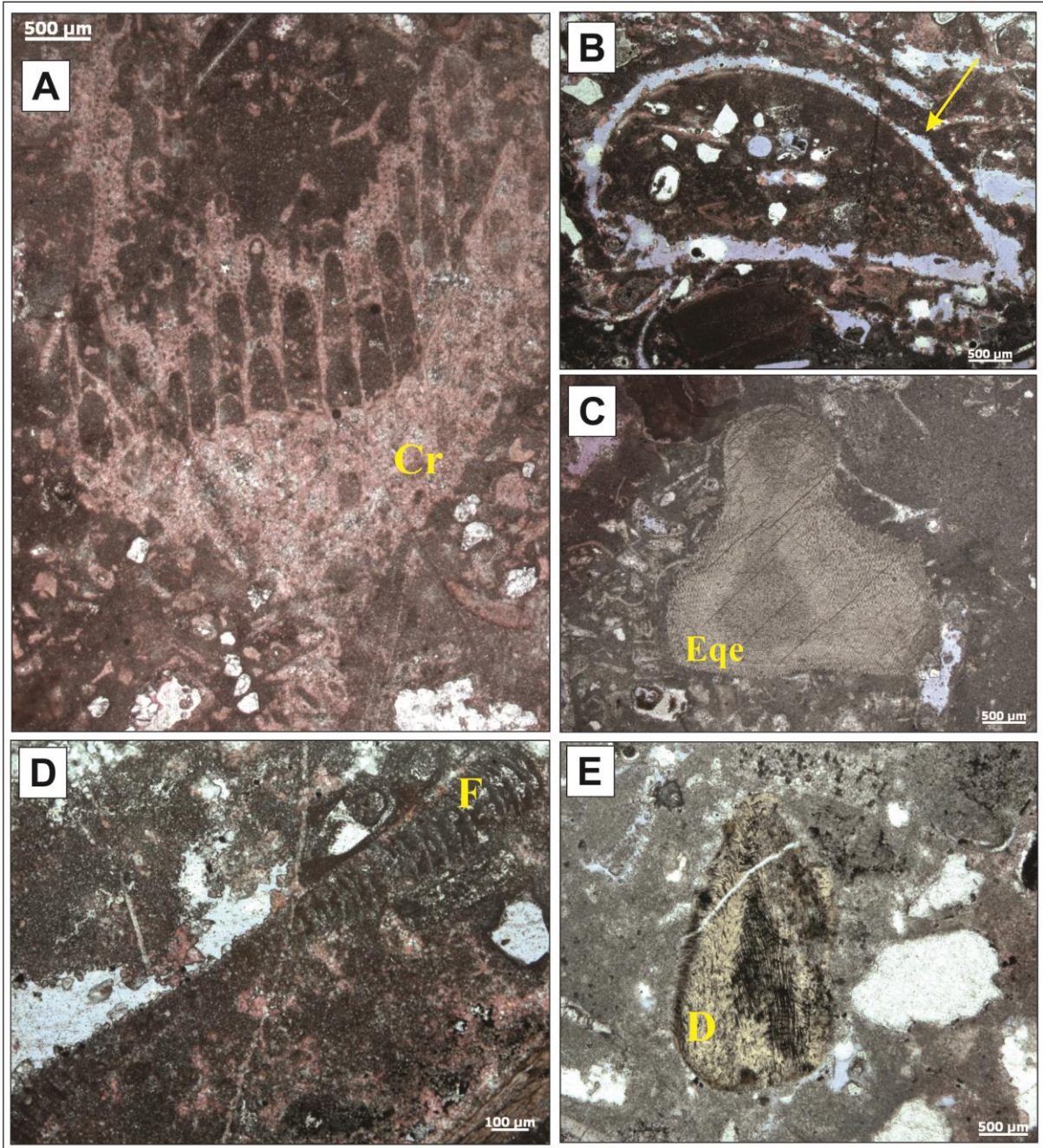
Os bioclastos encontram-se bastante fragmentados. As conchas de bivalves ocorrem desarticuladas em sua maioria dissolvidas, formando poros móldicos. Os fragmentos de molusco como as conchas de bivalves estão substituídas por calcita espática com dissolução parcial, formando também poros móldicos. Os poucos foraminíferos que ocorrem nesta microfácies são representados por seritidae da família *Marginopora sp.* Os equinodermas e espinhos ocorrem por vezes deformados (alongados) e/ou com sobrecrecimento sintaxial de calcita, alguns apresentam envelopes micríticos. Os intraclastos são de fragmentos de calcimudstone que possuem cor escura forma alongada e arredondada com dimensões variando de 1 a 3 mm, e compostos por micrito com raros grãos de quartzo (20 μm).

A matriz micrítica é composta por calcita microcristalina, subtranslúcida a quase opaca que localmente apresenta cristais subedrais a anedrais de calcita microespática. Os grãos terrígenos são de quartzo monocristalinos subangulosos, por vezes fraturados, variando de 100 a 1400 μm (areia fina a areia muito grossa) e ocorrem disseminados na rocha. A rocha é muito porosa (17,6%), sendo estes representados principalmente móldicos (12,4%), além de poros *vug* (3,0%), interpartícula e poros de contração que representam 2,2 %. Os poros *vug* apresentam formas irregulares e os interpartículas são comuns em fragmentos de foraminíferos, além de equinodermas, e briozoários. Os poros móldicos possuem forma alonga e curva semelhante a conchas de bivalves (Figura 5.17B), além de outros poros de dissolução forma irregular. Estes poros estão parcialmente

preenchidos por calcita espática que compreende um cimento inequigranular idiotópico.

Em termos de distribuição ao longo dos perfis estudados notou-se que os bioclastos mais fragmentados e desarticulados ocorrem na base das camadas caracterizadas por esta microfácies, enquanto que para o topo passam para bioclastos maiores que 4 cm (principalmente conchas de bivalves) e menos fragmentados. Em direção ao topo do perfil ocorre uma dispersão da ocorrência dos bioclastos, tornando o arcabouço sustentado pela matriz carbonática, o que caracteriza uma porção mais *floatstone* no topo desta microfácies.

Figura 5.17 – Fotomicrografia da microfácies *rudstone*, mostrando em (A) corais (Cr) com mais de 4,0 cm. (B) mostra um megaporo móldico de bivalve com preenchimento parcial de cimento espático de calcita (seta). Em (C) um equinoide (Eqe) com mais de 3,0 cm. (D) mostra um foraminífero *Marginopora* sp. e em (E) um fragmento de dente (D) com 3,5 cm, provavelmente de tubarão.



Fonte: Elaborado pelo autor

Tabela 5.1 - Porcentagem dos principais constituintes das microfácies da área estudada

(Continua)

Análise petrográfica da Formação Pirabas

Amostras	Microfácies	Bioclastos (%)	Matriz (%)	Cimento (%)	Grãos Terrígenos (%)	Poros intersticiais (%)
PC-00	Grainstone	34,4	—	49,4	8,1	8,5
PC-01	Wackestone/ Packstone	29,9	57,6	4,6	1,3	6,6
PC-02	Packstone	41,5	43,6	4,3	3,0	7,6
PC-03	Packstone	40,9	45,3	2,6	2,6	8,5
PC-4-1	Packstone	43,0	45,0	2,0	3,0	7,0
PC-4-2	Packstone	39,6	46,2	1,0	9,0	5,2
PC-4-3	Packstone	39,4	36,6	11,3	2,0	9,0
PB-CP-01-PA	Wackestone/ Packstone com laminação plana	14,9	78,6	—	3,9	2,6
PB-CP-02-PA	Wackestone/ Packstone com laminação plana	22,5	64,7	6,0	2,3	4,5
PB-CP-03-PA	Wackestone/ Packstone com laminação plana	29,2	55,7	0,7	10,6	3,8
PB-CP-05-PA	Rudstone	45,3	34,6	7,9	9,2	4,4
PB-CP-09-PA	Rudstone	53,1	40,1	0,8	2,2	4,9
PB-CP-10-PA	Wackestone	29,3	59,8	—	1,8	9,1
PB-CP-11-PA	Rudstone	52,4	41,0	—	2,2	4,4

Tabela 5.1 - Porcentagem dos principais constituintes das microfácies da área estudada

(Conclusão)

PB-CP-13-PA	Wackestone	35,0	49,3	5,6	2,6	7,4
AT-00	Wackestone com terrígenos	11,6	61	—	20,5	7,0
AT-01	Packstone/Wackestone com terrígenos	26,2	49,0	9,0	11,4	4,6
AT-02	Calci-Mudstone com terrígeno	—	97,2	—	1,8	1,0
AT-02 A	Wackestone com terrígenos	13,8	60,2	—	21,0	5,1
AT-03	Calci-Mudstone com bioturbação	—	96,5	—	3,0	1,3
MA-PB-1	Dolomudstone maciço	—	_95,4_	—	2,6	2,0
AR-1	Grainstone com terrígenos	16,6	—	62,0	17,4	4,8
AR-03	Grainstone com muito terrígenos	15,9	—	54,7	23	6,6
AR-05	Grainstone com muito terrígenos	19,7	—	54,6	20,4	5,3
AR-04	Grainstone com muito terrígenos	21,7	—	48,8	22,8	6,7
AR-06	Grainstone com muito terrígenos	12,7	—	51,4	26,5	9,4

Fonte: Elaborado pelo autor

5.3 INTERPRETAÇÃO DAS MICROFÁCIES

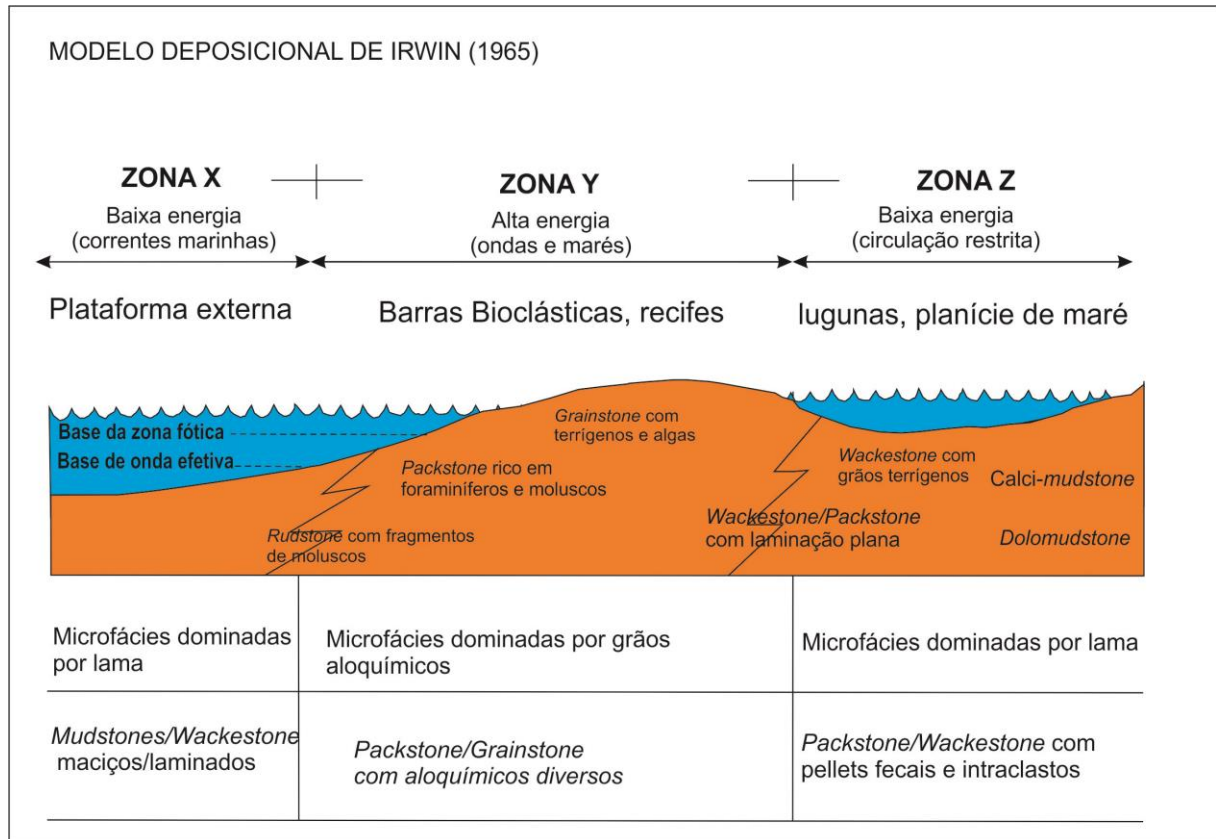
O estudo petrográfico das rochas sedimentares carbonáticas da Formação Pirabas permitiu a sua caracterização e interpretação (Tabela 5.2) com base no modelo faciológico deposicional de Irwin (1965) para fácies carbonática desenvolvidas em ambientes marinhos epicontinentais (Figura 5.18). O modelo de Irwin (1965) compreende em três zonas faciológicas caracterizadas por regimes energéticos diferentes. A localização destas zonas depende principalmente da posição da base de onda normal. Na parte profunda da bacia, abaixo da base de onda, a lama carbonática se acumula junto com organismos bem preservados e não fragmentados (zona X). Esta zona é representada por calcários microcristalinos e calcários aloquímicos microcristalinos. Na região em que as ondas atingem o fundo da bacia, as condições deposicionais tornam-se turbulentas, o que significa a não deposição de lama e a fragmentação de carapaças carbonática (zona Y). Esta zona é caracterizada pela acumulação de areias esqueléticas ou de oóides em forma de barras ou dunas. Recifes podem crescer também nesta zona. Mais perto da linha de costa, atrás da zona de turbulência, a energia diminui bastante, sendo gerados nesta zona (zona Z) calcários microcristalinos, pelmicritos, dolomicritos e evaporitos.

Tabela 5.2 - Descrição e processos das microfácies da Formação Pirabas.

Código	Microfácies	Descrição	Processo	Zona e Irwin
Cml	<i>Calci-mudstone</i>	Microfácies caracterizada por textura afanítica, aspecto maciço, afossilífera e arcabouço composto essencialmente pela matriz micrítica neomorfizada (97,0%) com presença de traços fósseis.	Deposição a partir de suspensão e precipitação de carbonatos em ambiente de baixa energia.	Z
Dm	<i>Dolomudstone</i> maciço	Microfácies afossilífera com textura afanítica e arcabouço constituído essencialmente pela matriz micrítica neomorfizada (95,4%) com poucos terrígenos.	Precipitação química de carbonatos em ambiente de baixa energia com posterior exposição subaérea.	Z
Wt	<i>Wackestone</i> com terrígeno	Microfácies caracterizada por arcabouço sustentado pela matriz micrítica com grãos aloquímicos e poucos terrígenos dispersos na rocha, sendo a matriz micrítica microespática e pseudo-espática	Deposição a partir de suspensão e precipitação de carbonatos em ambiente de baixa a moderada energia com influxos de terrígenos.	Z
P	<i>Packstone</i> rico em foraminíferos e moluscos	Microfácies caracterizada por arcabouço sustentado pelos grãos aloquímicos com terrígenos, imersos em uma matriz micrítica com neomorfismo.	Migração de bancos bioclásticos por correntes trativas moderadas	Y
W/P	<i>Wackestone/ packstone</i> com laminação plana	Microfácies com arcabouço sustentado geralmente pela matriz micrítica, ocorre na base do perfil com laminação plano-paralela na qual ocorre a intercalação de laminas <i>wackestone</i> e <i>packstone</i> .	Deposição a partir de suspensão de lama carbonática junto com bioclastos em ambiente de energia moderada.	Z
Gt	<i>Grainstone</i> com terrígenos e algas	Microfácies cimentada por calcita comum e ferrosa com ocorrências pontuais de fragmentos de intraclastos, fosfato e matéria orgânica. O arcabouço é sustentado pelo cimento localmente pelos grãos aloquímicos	Precipitação química de carbonatos e migração de bancos bioclásticos em ambiente de águas rasas e agitadas de alta energia com influxo de terrígenos.	Y
R	<i>Rudstone</i> com fragmentos de moluscos	Microfácies carbonática com abundância de macrofósseis maiores que 2mm. Arcabouço sustentado pelos grãos aloquímicos (bioclastos e intraclastos) com pouco terrígenos e matriz micrítica microcristalina.	Migração de bancos bioclásticos por correntes trativas moderadas	Y

Fonte: Elaborado pelo autor

Figura 5.18 - Representação esquemática construída a partir do modelo deposicional de Irwin (1965) para deposição de rochas carbonáticas em ambiente de plataforma epicontinental marinho raso, mostrando a distribuição das microfácies da Formação Pirabas.



Fonte: Adaptado de Irwin (1965)

A sucessão carbonática Oligo-Miocênica da Formação Pirabas foi interpretada a partir do estudo de microfácies com base no modelo de Irwin (1965) como pertencente a ambiente de plataforma carbonática marinha rasa com influência de lagunas e mangues. Os subambiente identificados foram: plataforma carbonática rasa, barras bioclásticas, laguna e mangue.

Os depósitos da plataforma carbonática/barras bioclásticas são representados pelas microfácies *rudstone com fragmentos de moluscos* (R), *grainstone* com grãos terrígenos e algas (Gt) e *packstone* rico em foraminíferos e moluscos (P). Estas microfácies são caracterizadas por um abundante e diversificado conteúdo fossilífero representado por fragmentos de bivalves e gastrópodos, foraminíferos, algas, briozoários equinodermas, e ostracodes, sendo que a microfácies Gt apresenta também uma considerável proporção de grãos siliciclásticos. A abundante e diversificada fauna marinha, em especial foraminíferos planctônicos e bentônicos, são comuns em ambientes quentes de plataforma rasa (TUCKER, 1991), indicam

que a sedimentação carbonática se desenvolveu em um ambiente de águas rasas e agitadas. A grande quantidade e diversidade de fósseis presentes nas fácies Gt, R, e P, sendo representado por indivíduos jovens e adultos, permite supor que a alta mortandade teria sido provocada por eventos catastróficos (GÓES et al., 1990). Estas microfácies indicam ambientes de alta energia provavelmente sob ação de ondas de tempestade que foi responsável pelo retrabalhamento e intensa fragmentação do conteúdo fossilífero.

A microfácies *grainstone* com siliciclásticos e algas indica a presença de bancos bioclásticos carbonáticos, submetidos à ação de corrente de alta energia em regiões rasas (TUCKER, 1991). A associação de *grainstones* com os biohermitos, além da presença de fragmentos de corais e briozoários, sugere a formação de ilhas barreiras nas porções proximais da plataforma rasa, que proporcionou a formação de ambientes protegidos, caracterizados por águas calmas e abundante deposição de lama carbonática, como um ambiente lagunar.

Os subambientes laguna/mangue são caracterizados pela presença das microfácies calci-*mudstone* (Cm) maciço a laminada, *dolomudstones* maciços (Dm) e *wackestone* com grãos siliciclásticos. Estas microfácies são ricas em traços fósseis, matéria orgânica vegetal e material siliciclástico terrígeno de granulometria fina a média. Estas características indicam um ambiente de baixa energia, em que a deposição de lama carbonática foi predominante, com pequenos influxos de material terrígenos oriundos dos ambientes adjacentes, provavelmente canais e/ou barreiras, e intensa atividade biológica, com pouca influência de ação de corrente ou onda. A microfácies Dm foi formada pela dolomitização da calcita microcristalina que formava a lama carbonática, sem preservação das estruturas internas, tornando-a maciça. A textura afanítica hipidiotópica desta microfácies esta relacionada a presença de muitos sítios de nucleação o que impede o crescimento dos cristais eudrais de dolomita (TUCKER; WRIGHT, 1990). A abundância de matéria orgânica é evidenciada principalmente pela ocorrência de fragmentos de madeira, folhas e dos *coffee grounds* que podem ser provenientes de um ambiente de mangue. A presença de matéria orgânica piritizada sugere que o ambiente era anóxico. Depósitos de mangues já foram descritos para a Formação Pirabas com base em análise de fácies (GÓES et al., 1990).

A microfácies *wackestone/packstone* com laminação plana é caracterizada por uma alternância entre laminais com arcabouço aberto e predomínio de micrito com

outras ricas em bioclastos e grãos terrígenos. Esta microfácies sugere períodos de influxos de grãos terrígenos e bioclastos oriundo da plataforma rasa, através do retrabalhamento dos bancos carbonáticos por ação de ondas e alternados com períodos com menor influxo de grão aloquímicos, com precipitação de carbonato em ambiente de baixa energia e intensa atividade biológica em virtude da presença de traços fósseis. Esta microfácies pode estar relacionada às regiões de mais alta energia das lagunas, porém ainda com possibilidade de deposição de lama carbonática. A presença de muitos fragmentos de bioclastos e a alternância de energia sugere que a microfácies foi gerada na margem da laguna, próximo a ilhas barreiras ou barras. Os diversificados, porém baixo conteúdo, dos fragmentos fósseis podem estar relacionados a ação de tempestades.

6 ICNOLOGIA

6.1 ICNOLOGIA SISTEMÁTICA

Há pelo menos duas localidades, no município de Capanema, onde a ocorrência de traços fósseis já foi notificada. Duas novas localidades, uma encontrada no município de Salinópolis e outra na comunidade de Aricuru, município de Maracanã, apresentam traços fósseis ainda não descritos e que ocorrem exclusivamente em depósitos siliciclásticos finos ricos em matéria orgânica intercalados com calcários fossilíferos. Abaixo são descritos os traços fósseis identificado na mina B-17 (município de Capanema), na comunidade de Aricuru, (município de Maracanã) e na praia do Atalaia (município de Salinópolis). Foram identificados seis tipos de traços fósseis diferentes correspondentes a icnofácies *Cruziana* associados a depósitos marinhos carbonáticos. Esta icnofácies é composta por traços fósseis dos icnogêneros *Gyrolithes*, *Palaeophycus* e *Thalassinoides*, além de megatraços de gastrópodes. O material coletado encontra-se armazenado no Laboratório de Sedimentologia da Faculdade de Geologia da UFPA, sob a sigla UFPA-FB.

Icnogênero *Gyrolithes* Saporta, 1884

Diagnose: Escavações em escala centimétrica com movimentação dextral ou sinistral durante seu crescimento, são verticais a inclinados, com superfície arredondada ou alongada com ou sem estrutura de ranhura na parede do traço. O diâmetro da espiral é normalmente constante; pode apresentar ramificações na porção superior (HÄNTZSCHEL, 1975, BROMLEY; FREY 1974, NETTO et al., 2007). Podem ser ramificados e interconectados com *Ophiomorpha* e *Thalassinoides* (BROMLEY; FREY, 1974; NETTO et al., 2007).

Iconoespécie *Gyrolithes davreuxi* Saporta, 1884

Figura 6.1, Figura 6.8

Ocorrência: As assembleias monoespecíficas de *Gyrolithes* são encontradas na mina B-17 no município de Capanema. Podem ser observados tanto de forma horizontal como na vertical nos flancos da mina.

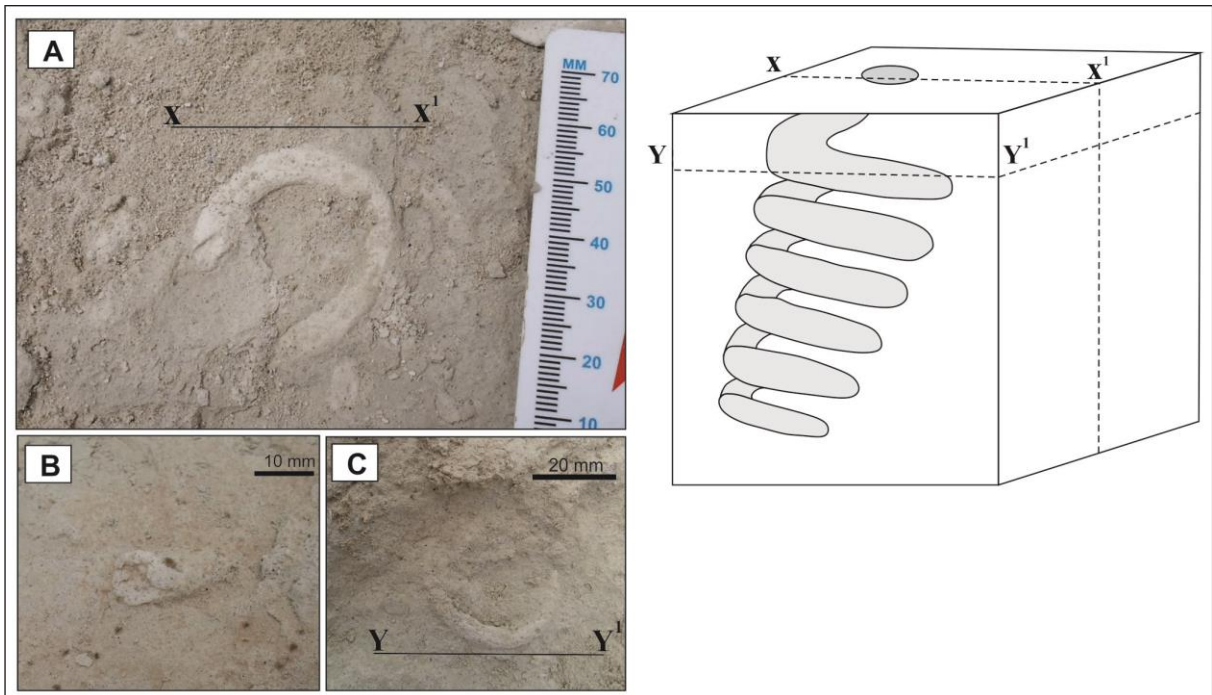
Diagnose: são *Gyrolithes* que apresentam parede definida. O diâmetro do icnito varia de 8 a 12 mm; o raio das espirais varia de 12 a 24 mm (UCHMAN; HANKEN, 2013).

Descrição: Túneis espirais centimétricos perpendiculares ao plano de acamamento, são preenchidos pelo mesmo material do substrato (*mudstone*) e apresentam forma elipsoidal em seção transversal. De uma forma geral os tuneis apresentam certa regularidade em seu diâmetro (cerca de 8 mm), chegando a 10 mm e no raio das espirais (17 a 22 mm), e paredes sem ornamentações, entretanto, ocorre porções em que há irregularidades bem evidentes nas paredes dos tuneis, semelhantes à bioglifos. Em seção longitudinal os traços fósseis de *Gyrolithes* apresentam constantemente 3 anelações espaçadas entre 0.5 a 1 cm. Os poucos traços que possibilitam a observação da direção da movimentação indicam sentido sinistral.

Interpretação: Os traços fósseis tipo *Gyrolithes* são atribuídos a crustáceos decápodes (BROMLEY; FREY, 1974). Esta ideia é reforçada pela presença de componentes em espiral em sistemas de escavações modernas produzidas por camarões *thalassinidean* (NETTO et al., 2007). *Gyrolithes* representa uma toca de habitação permanente produzida principalmente em ambientes marginal-marinhos, como sugerido originalmente por Gernant (1972) *apud* Netto et al. (2007). Estas construções, em habitat infaunal profundo, protegem o organismo contra rápidas e extremas variações de salinidade em ambientes de água salobra. A morfologia helicoidal do *Gyrolithes* é interpretada como uma adaptação para se refugiar de extremas flutuações de salinidade (RANGER; PEMBERTON, 1992; NETTO; ROSSETTI, 2003). No entanto, parece haver uma ligação entre tocas em espiral de decápodes modernos e camadas ricas em matéria orgânica no substrato, o qual sugere que tocas em espiral podem representar uma forma de alimentação estratégica, além de um refúgio contra as flutuações de salinidade, ou até mesmo ser uma toca multiuso (NETTO et al., 2007).

Observações: *Gyrolithes davreuxi* é uma típica icnoespécie de *Gyrolithes*. Ocorrem comumente associados à *Thalassinoides* (UCHMAN; HANKEN, 2013).

Figura 6.1 - *Gyrolithes davreuxi* na microfácies *wackestone/packstone* com laminação plana. Desenho esquemático da disposição vertical do icnito. Em (A) e (B) visão em planta do traço X-X¹, e (C) mostra a sua disposição lateral Y-Y¹.



Fonte: bloco diagrama modificado de Netto et al. (2007)

Icnogênero *Palaeophycus* Hall, 1847

Diagnose: *Palaeophycus* possui uma grande variedade de morfologia. São essencialmente escavações em linha reta ou ligeiramente curvada para ligeiramente onduladas, lisa ou ornamentada, cilíndricas, essencialmente horizontais de diâmetro variável caracterizada por um preenchimento composto da mesma litologia da rocha hospedeira, sem estrutura (PEMBERTON; FREY, 1982). Normalmente não possuem ramificações, no entanto ramificações podem ocorrer eventualmente (HÄNTZSCHEL, 1975). Podem ocorrer isolados ou em aglomerações de traços (GARVEY; HASIOTIS, 2008).

Iconoespécie *Palaeophycus tubularis* Hall, 1847

Figura 6.9

Ocorrência: *Palaeophycus* são encontrados na mina B-17, no município de Capanema, na praia do Atalaia, município de Salinópolis e na comunidade de Aricuru, município de Maracanã. Ocorrem de forma isolada e podem ser observadas em planta ao longo da mina.

Diagnose: são escavações lisas, sem ornamentação, com diâmetro variado, com revestimento fino, mas perceptível (PEMBERTON; FREY, 1982) com predominâncias retas a levemente sinuosa (PARCHA; PANDEY, 2011). O diâmetro varia de 3 a 6 mm (KOTLARCZYK; UCHMAN, 2012)

Descrição: Túneis cilíndricos, não ornamentados, horizontais, lisos, sem ramificações; são ligeiramente curvados a sinuosos. O comprimento dos tubos varia de 7 a 21 cm e diâmetro é cerca de 5 mm. O preenchimento consiste do mesma litologia do substrato (sem alterações nas propriedades físicas do material como a granulometria, textura, cor, etc.).

Interpretação: Traços fósseis tipo *Palaeophycus* representam preenchimento passivo de icnitos de habitação (PEMBERTON; FREY, 1982). São geralmente atribuídos à atividade de suspensão para alimentação, normalmente de anelídeos poliquetas (HÄNTZSCHEL, 1975; PEMBERTON; FREY, 1982). *Palaeophycus* são comuns em ambiente marinho raso, contudo, *Palaeophycus* também foram identificados em vários ambientes de água doce como fluvial e lacustrino (GARVEY; HASIOTIS, 2008).

Observação: *P. tubularis* é distinguido do *P. heberti* pela presença de um revestimento da parede mais grosso deste último, e das demais icnoespécies pela ausência de estrias persistentes e bem desenvolvidas (PEMBERTON; FREY, 1982).

Iconôgenero *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944

Diagnose: Escavações ramificadas e sistemas de túneis com bifurcações principalmente em forma de Y sem ornamentação (HÄNTZSCHEL, 1975). São tubos verticais ou inclinados, cilíndricos e túneis horizontais, solitários, retos ou formando ramificações de tamanhos e formas variadas, formando uma rede poligonal com *shafts* verticais conectadas a superfície (MYRROW, 1995).

Iconoespécie *Thalassinoides callianassae* Ehrenberg, 1944

Figura 6.10

Ocorrência: *Thalassinoides* são encontrados na mina B-17 no município de Capanema e na praia do Atalaia, onde podem ser observados tanto de forma horizontal como na vertical nos flancos da mina.

Descrição: Escavações cilíndricas, horizontais, não ornamentadas, suas dimensões variam de 5 a 25,0 cm de comprimento e 5 a 10 mm de diâmetro. Apresenta forma

de Y, que se unem uns aos outros, caracterizando um padrão entrelaçado. Apesar da forma predominantemente cilíndrica ocorrem variações na regularidade de sua forma em porções localizadas havendo partes com diâmetro menor seguido por um aumento brusco deste, principalmente próximos a bifurcações. Os tubos são preenchidos pelo mesmo material do substrato que é composto por calcários ricamente fossilíferos, além de grãos de quartzo tamanho areia média a grossa. Cimento de calcita espática ocorre principalmente em volta dos grãos de quartzo. O material retrabalhado do preenchimento apresenta a mesma composição do substrato, no entanto, apresenta granulação muito mais fina (micrito).

Iconoespécie *Thalassinoides suevicus* Rieth, 1932

Figura 6.2, Figura 6.11

Ocorrência: São encontrados na mina B-17 no município de Capanema. Ocorrem de forma horizontal e inclinada associados aos demais traços fósseis supracitados.

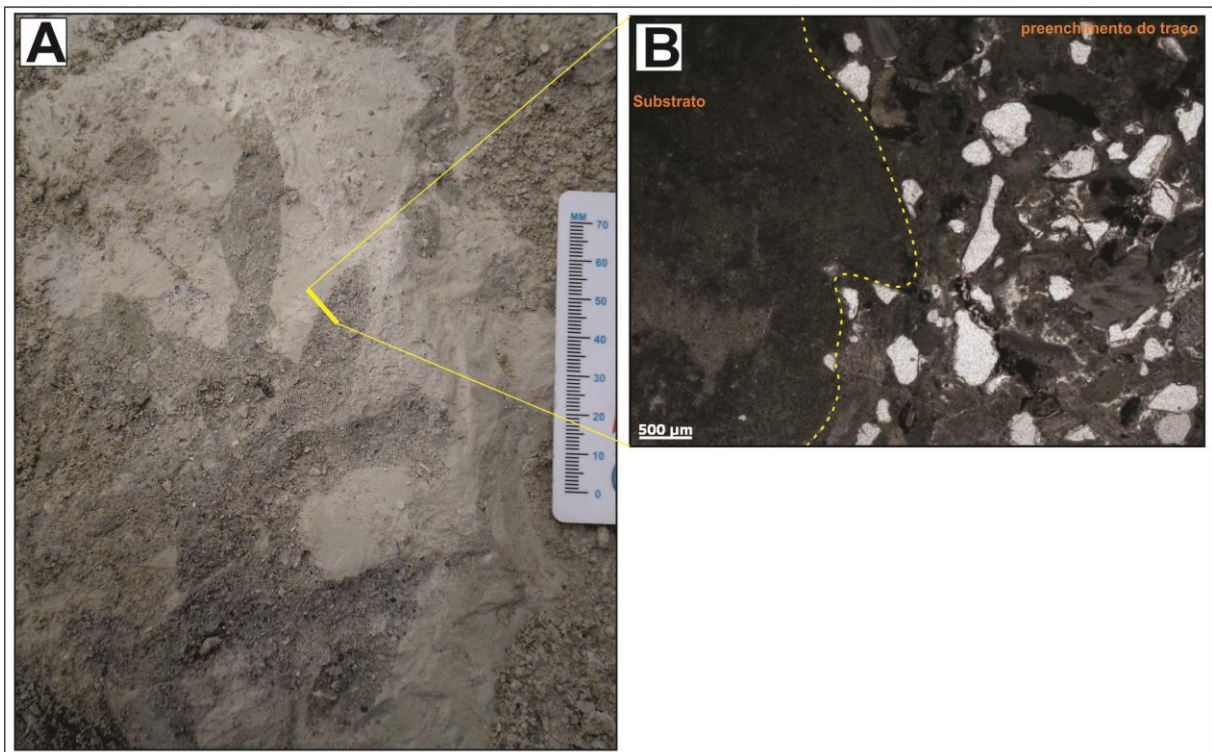
Diagnose: *T. suevicus* são escavações cilíndricas a subcilíndricas com 15 a 30 mm de largura. São horizontais ramificados com bifurcações em forma de Y, sendo as junções com maior espessura em relação à galeria. As escavações não apresentam revestimento das paredes e o preenchimento não possuem estruturas (PHILLIPS; MCILROY; ELLIOTT, 2011).

Descrição: Túneis em formas ovoides a cilíndricas, horizontais ramificadas, não ornamentadas, com bioglifos (protuberâncias formadas pelas pinças ou apêndices do organismo produtor). Apresentam formas de Y, que se unem uns aos outros, caracterizando um padrão entrelaçado. Suas dimensões variam de 4,5 a 30,0 cm de comprimento e 10 a 18 mm de diâmetro. Não apresentam paredes delimitadas. O preenchimento dos túneis é diferente da rocha hospedeira (*wackestones*) e consiste em um material de cor cinza escura, com uma grande concentração de fragmentos de bioclastos e grãos de quartzos, além de fragmentos de ossos e matéria orgânica piritizada (Figura 6.2). Mineralogicamente é composto por calcita, quartzo e ankerita (Figura 6.3).

Interpretação: Os traços fósseis de *Thalassinoides* presentes na Formação Pirabas são interpretados como icnitos *domichnia* que representam construções de habitação em ambiente de água marinha rasa. Os *T. suevicus* são construções em formato de um sistema de túneis rasos que foram preenchidos de forma passiva com a sedimentação sobrejacente penetrando nos túneis após a morte do

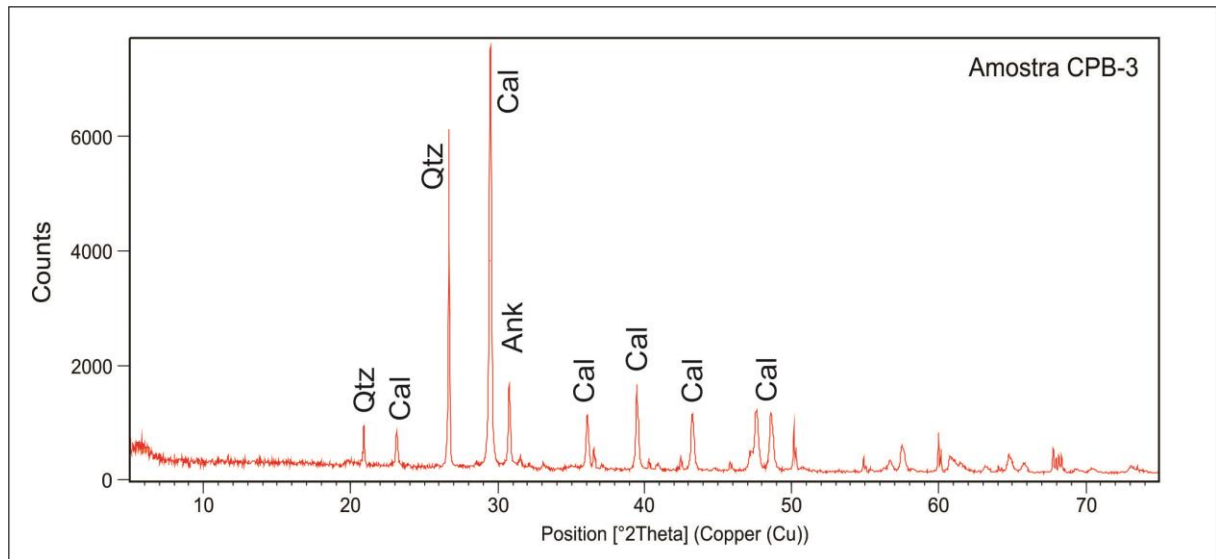
organismo ou abandono do túnel (YANIN; BARABOSHKIN, 2013). As variações bruscas no diâmetro que ocorrem localmente sugerem substrato pouco consolidado. *Thalassinoides* são atribuídos a crustáceos decápodes da Família *Callianassidae* (EHRENBERG, 1944) sendo as construções feitas principalmente pelo Gênero *Callianassa*. Modernos camarões *thalassinid* foram encontrados em escavações semelhantes à *Thalassinoides* (FREY; PEMBERTON; SAUNDERS, 1990; YANIN; BARABOSHKIN, 2013). Este Gênero foi registrado primeiramente na Formação Pirabas por Beurlen (1959), e pode ser o produtor dos traços fósseis de *Thalassinoides*. O Gênero *Callianassa* habita em águas oceânicas quentes e formam grandes populações em zonas litorais, sublitoral e batiais (BIRD; BOON; NICHOLS, 2000).

Figura 6.2 - *Thalassinoides suevicus* que ocorre em uma porção *mudstone* da microfácies *wackestone* na parte superior do perfil a localidade de Capanema. Em (B) detalhe do contato do substrato com o preenchimento do icnito, sendo este último caracterizado pela presença de fragmento de bioclastos e grãos de quartzos.



Fonte: Elaborado pelo autor

Figura 6.3 - Difratoograma representativo do preenchimento dos icnitos de *Thalassinoides suevicus*, com destaque para calcita (Cal), quartzo (Qtz) e ankerita (Ank).



Fonte: Elaborado pelo autor

Megathalassinoides isp.

Figura 6.4

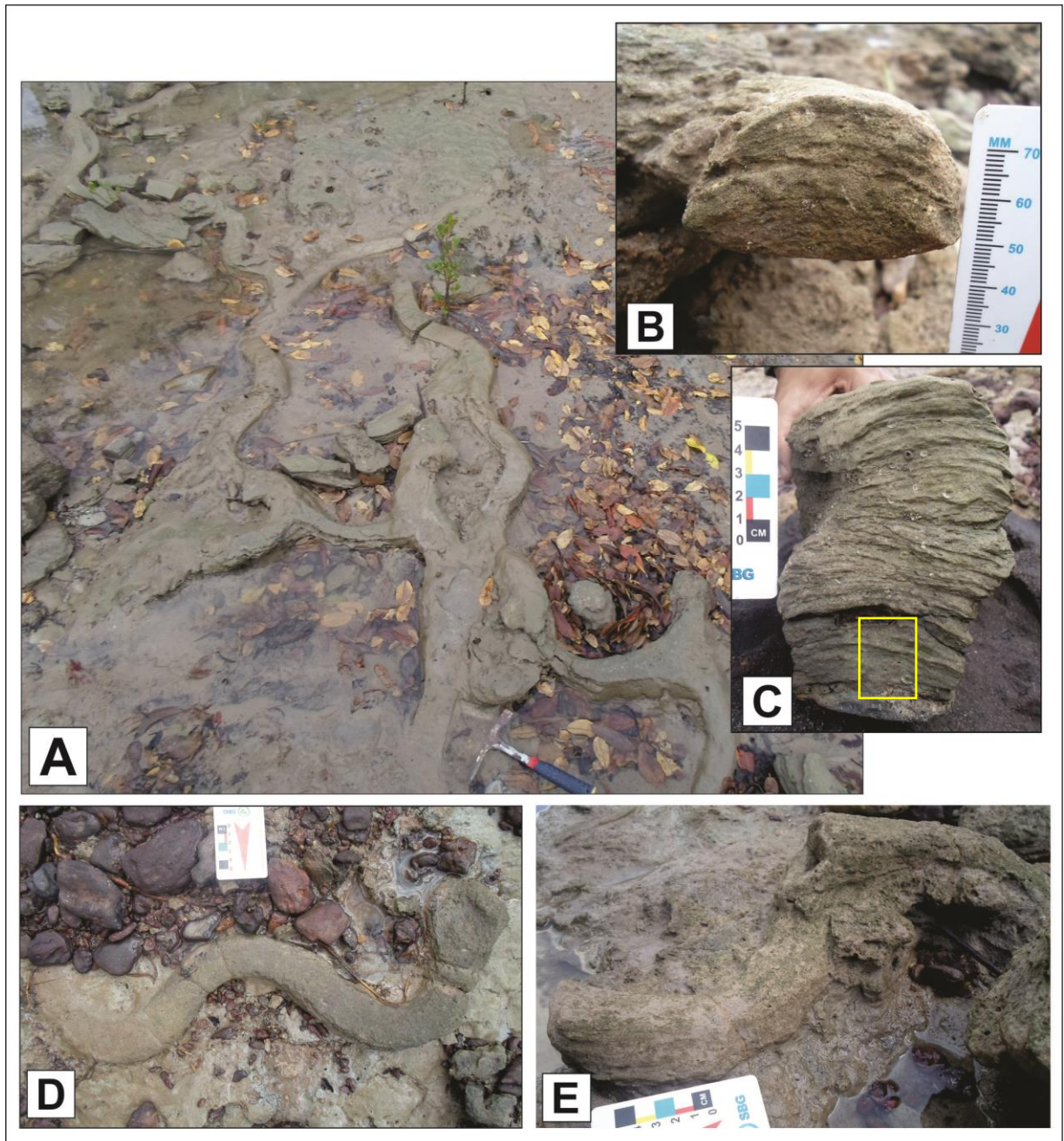
Ocorrência: É encontrado em camadas de *Calci-Mudstones* cinzas escuras maciças a laminadas com espessura em torno de 1 m que ocorrem logo abaixo de calcários arenosos e biohermitos na base do perfil descrito em Aricuru. Esta microfácies é constituída ainda por fragmentos de vegetais.

Descrição: Compreendem em megatraços fósseis horizontais, sinuosos e lisos sem ornamentação, por vezes retilíneos com diâmetro variando entre de 5 a 12 cm e comprimentos que chegam a 2,60 m, sendo que os pontos de bifurcação apresentam espessura maior que os tubos. São ramificados com forma de Y, que se unem uns aos outros, caracterizando um padrão entrelaçado, semelhante à configuração *maze* (Figura 6.4A). Raras terminações foram observadas e apresentam protuberâncias circulares com diâmetro de 8 cm. A sinuosidade apresenta um padrão de repetição equidistante. Raramente são observados icnitos que cortam as construções anteriores assim como icnitos sobrepostos (Figura 6.4E); e os tubos apresentam a base reta, levemente curvada e o topo convexo. O preenchimento é representado pelo mesmo material do substrato com intercalações de grãos terrígenos de quartzo e fragmentos de bioclastos disposto em laminações convexas de 2 a 4 mm de espessura que se sobrepõem de forma irregular, algumas vezes se truncando (Figura 6.4C). Quando visíveis, nas terminações dos icnitos,

ocorre um considerável aumento do diâmetro o que leva a formação de uma protuberância arredondada.

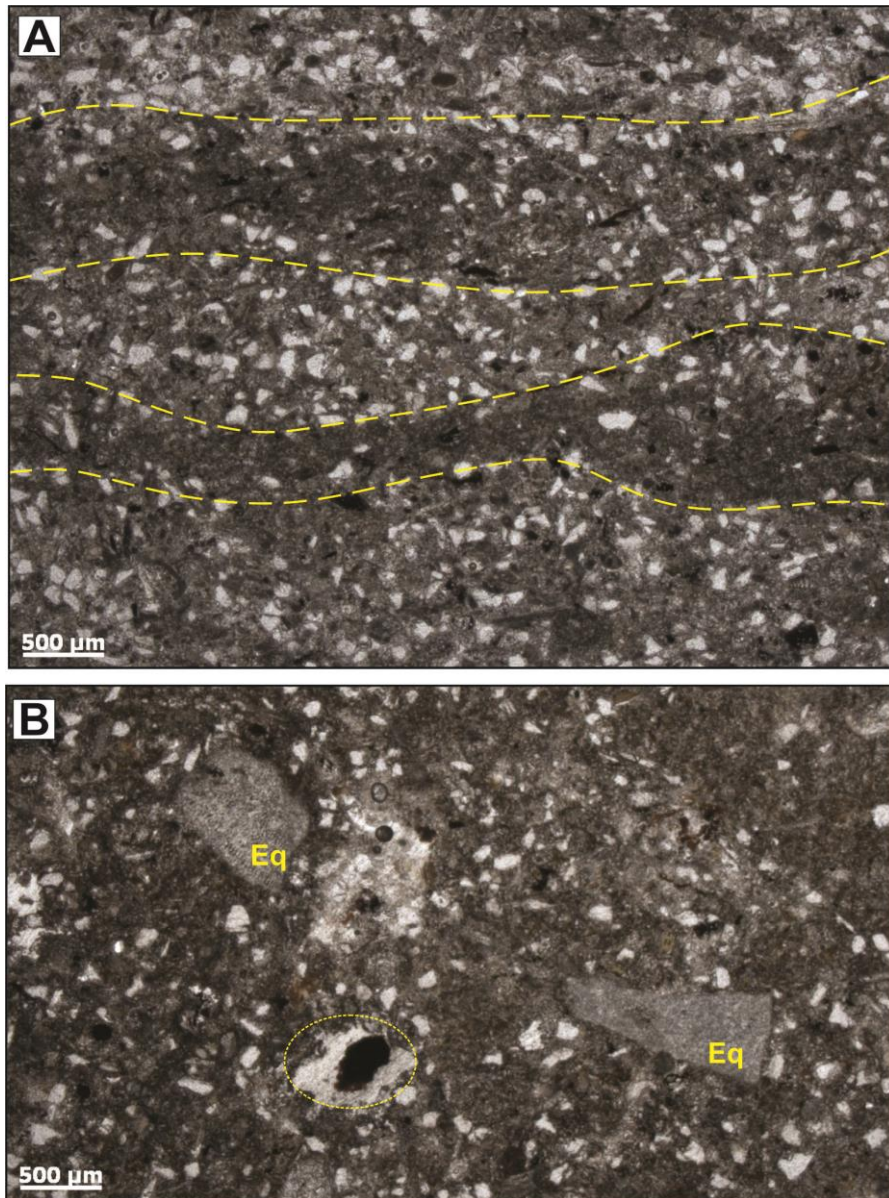
Interpretação: Os traços fósseis aqui denominados de *Megathalassinoides* apresentam características morfológicas semelhantes aos túneis horizontais produzidos por crustáceos decápodes, relacionados a *Thalassinoides*. O prefixo “mega” é atribuído a estes icnitos devido o seu diâmetro ser superior aos comumente encontrados em *Thalassinoides* de outras regiões do mundo. Apesar de ter feições morfológicas semelhantes aos túneis produzidos por crustáceos decápodes, não se pode afirmar que estes *Megathalassinoides* foram produzidos por eles. Os tubos apresentam um preenchimento ativo caracterizado pela intercalação de laminações de micrito e com grãos terrígenos e fragmentos de bioclastos o que pode estar relacionado a sucessivos abandonos e reutilizações dos tubos para alimentação. As terminações na forma de protuberâncias circulares podem ser as câmaras (*chambers*) dos tubos. O predomínio de traços horizontais pode estar relacionado à baixa quantidade de oxigênio encontrado nos sedimentos mais profundos ou a existência de uma barreira natural como, por exemplo, uma camada mais endurecida e impenetrável (MILLER; CURRAN, 2001). Configurações do tipo *maze* são geralmente associadas ao ambiente de baixa energia (FREY et al., 1978).

Figura 6.4 - *Megathalassinoides* que ocorrem na microfácies *mudstone* na localidade de Aricuru. (A) é possível observar as bifurcações em forma de Y com diâmetro maior que o resto da galeria; (B) detalhe da forma convexo para baixo do icnito; (C) detalhe do preenchimento formando laminações (fotomicrografia desse preenchimento é mostrada na fig. 6.5); (D) mostra uma terminação do icnito com considerável aumento do diâmetro, formando protuberância arredondada; (E) detalhe de sobreposição dos icnitos.



Fonte: Elaborado pelo autor

Figura 6.5 – Fotomicrografia do preenchimento do *Megathalassinoide*, mostrando (A) detalhe das laminações irregulares formadas pela alternância de lamina com arcabouço aberto ricas em micrito e lamina com arcabouço fechado rica em grãos de quartzos. (B) mostra fragmentos de equinoides (Eq) e matéria orgânica (círculo), além dos grãos terrígenos presente neste preenchimento.



Fonte: Elaborado pelo autor

Megatraços de Gastrópodes.

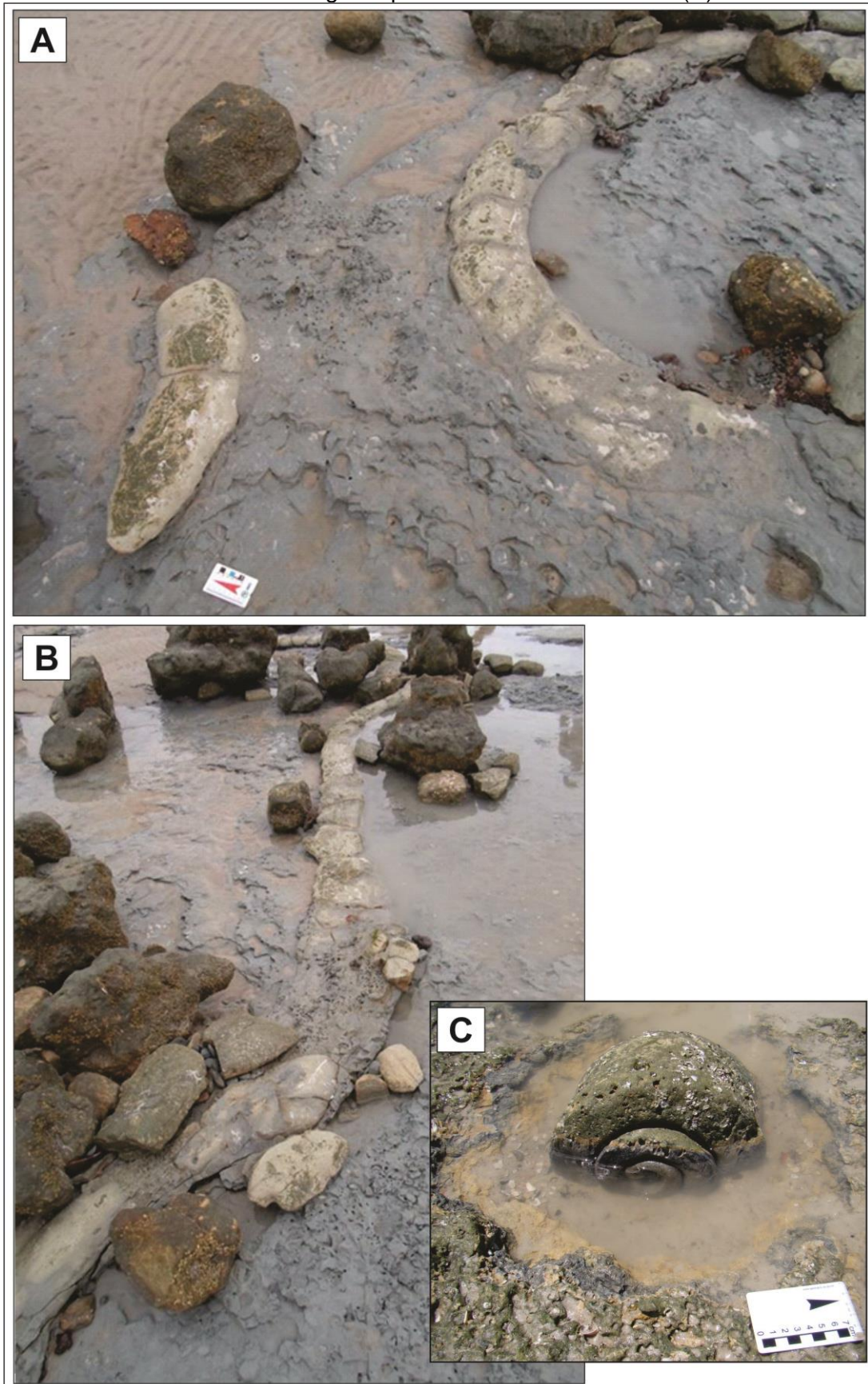
Figura 6.6

Ocorrência: É encontrado em camadas de *mudstones* esverdeados maciços a laminados com espessura em torno de 1 m que ocorrem abaixo da microfácies *wackestone* na praia do Atalaia. São *mudstones* constituídos ainda por fragmentos de vegetais.

Descrição: Estes traços fósseis são caracterizados por rastros horizontais retilíneos e com baixa sinuosidade, não ramificados e com mais de 3m de comprimento, contudo o comprimento total dos traços não pôde ser completamente avaliado devido a pobre exposição. Os traços fósseis são de forma elíptica em seção transversal com diâmetro entre 20 e 25 cm, localmente os rastros apresentam porções mais largas e achatadas que podem chegar a 29 e 30 cm de diâmetro. O preenchimento dos traços fósseis é essencialmente maciço e caracterizado por *mudstones* com pelóides e mais raramente conchas.

Interpretação: O megatraço horizontal foi produzido provavelmente por um organismo que se deslocava pela superfície de um substrato lamoso em busca de alimento ou fuga. O organismo produtor do traço é de difícil determinação, porém a forma com baixa sinuosidade dos rastros, sua base geralmente achatada e preenchimento passivo e maciço, sugerem organismos de corpo mole com a parte inferior do corpo plana que se deslocavam próximos da interface água-sedimento, semelhantes a gastrópodes. As porções mais largas e achatadas podem estar relacionadas a posições de repouso do organismo. Segundo observações feitas por Pryor (1967) em barras em pontal dos rios meandrantés Wabash, a oeste de Indiana e do rio Whitewater, a oeste de Ohio, os gastrópodes que se moviam em um fundo lamoso deixavam um sulco raso, mas não penetravam na camada lamosa e nem soerguiam o material mais grosso, e podiam deixar um par de cristas ao redor dos traços. Na Formação Pirabas o fóssil de gastrópode que mais se aproxima das dimensões destes traços fósseis é a *Turbinella tuberculata* (Figura 6.6 C), que ocorre nas camadas de *rudstone* acima e abaixo do nível do megatraço.

Figura 6.6 – Megatraço fóssil na microfácies calci-*mudstone* rica em matéria orgânica, na praia do Atalaia. Possível rastro de gastrópode *Turbinella tuberculata* (C).

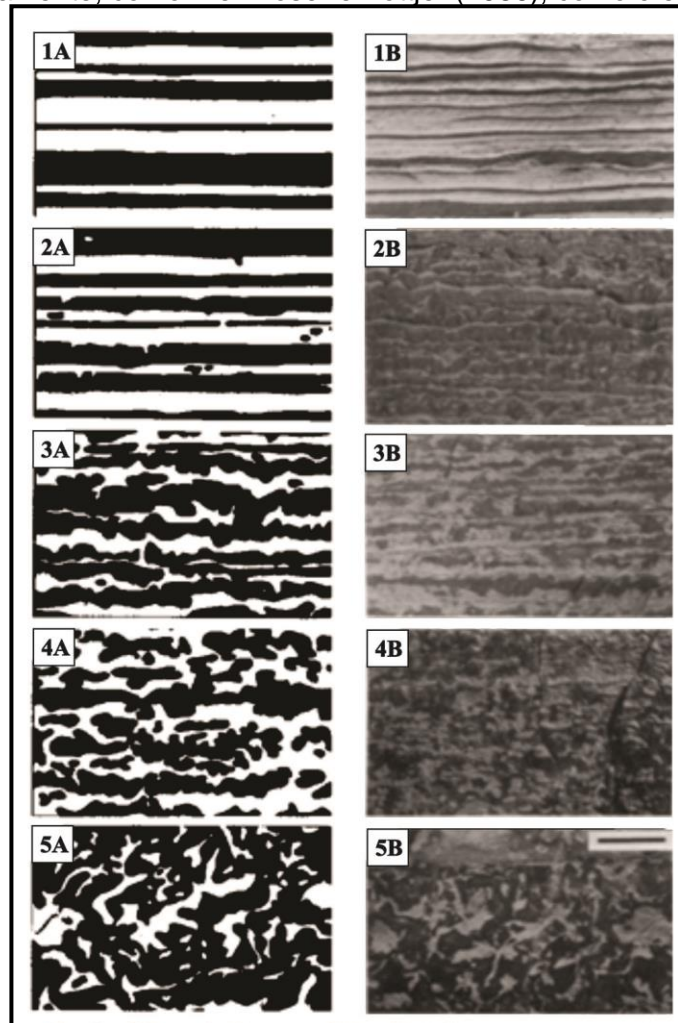


Fonte: Elaborado pelo autor

6.2 ICNOFÁBRICA

A quantidade, tipo e distribuição dos sedimentos bioturbados por organismos fornece informações ímpar sobre as condições deposicionais, paleoambientais e história da sedimentação (MILLER; SMALL, 1997). Conforme Droser e Bottjer (1986) o índice de icnofábrica (ii) pode ser obtido medindo a porcentagem da fábrica sedimentar original que foi bioturbada. Baseado nesta premissa foi criado um esquema de classificação semiquantitativo de icnofábrica, englobando seis categorias baseadas na porcentagem de bioturbação e no reconhecimento visual das similaridades dos seguintes padrões (Figura 6.7): (1) sem registo de bioturbação, todas as estruturas sedimentares estão preservadas; (2) discretos e isolados traços fósseis, com até 10% de bioturbação; (3) aproximadamente de 10 a 40% da camada original bioturbada; (4) poucos vestígios da rocha original, com aproximadamente 40 a 60% da camada bioturbada e com escavações sobrepondo-se e nem sempre bem definidas; (5) camadas completamente bioturbadas, mas as escavações são ainda distinguíveis e a fábrica não é misturada, e; (6) as camadas estão quase ou completamente bioturbadas (100%).

Figura 6.7 - Diagrama esquemático de índice de icnofábrica de 1 a 5 com exemplos representativos (coluna B). 1a) índice de icnofábrica 1; 1b) exemplo de índice de icnofábrica 1, e assim sucessivamente, conforme Droser e Bottjer (1986), como é explicado no texto.



Fonte: Droser e Bottjer (1986).

Para a apresentação dos dados neste trabalho foi utilizado o índice de bioturbação ($BI = Bioturbation Index$) de Taylor e Goldring (1993) que se baseia na quantidade da fábrica sedimentar retrabalhada em relação à fábrica original, semelhante aos conceitos de Droser e Bottjer (1986). Foi confeccionada uma tabela (Tabela 6.1) com notas atribuídas ao grau de bioturbação e uma representação gráfica para icnofábrica resultante baseada na icnotaxa presente, tipo, tamanho, densidade, diversidade e ordem de sucessão dos eventos.

Tabela 6.1 - Índice de Bioturbação (BI) baseado na quantidade de retrabalhamento com relação à fábrica sedimentar original.

Grau	% Bioturbação	Classificação
0	0	Sem bioturbação.
1	1-5	Poucos traços isolados e discretos.
2	6-30	Baixo grau de bioturbação com as camadas distintas.
3	31-60	Moderada bioturbação. Limites das camadas definidos, traços discretos.
4	61-90	Alto grau de bioturbação. Limites das camadas indistintos.
5	91-99	Intensa bioturbação. Camadas completamente bioturbadas.
6	100	Camadas completamente bioturbadas. Sedimentos retrabalhados devido à repetida sobreposição.

Fonte: Taylor e Goldring (1993).

Os icnofósseis encontrados na Formação Pirabas são representados por *Gyrolithes*, *Palaeophycus*, *Thalassinoides*, *Megathalassinoides* isp e Megatraço de Gastrópodes. Estes icnogêneros ocorrem geralmente em assembleias monoespecíficas, com pouco ou ausência de conexão entre si, caracterizando icnofábricas constituídos por uma única icnoespécie o que define a ocorrência de cinco icnofábricas: icnofábrica *Gyrolithes*, *Thalassinoides-Palaeophycus*, icnofábrica dominada por *Thalassinoides*, icnofábrica dominada por *Megathalassinoides* isp. e icnofábrica dominada por Megatraço de Gastrópodes. Os índices de bioturbação foram utilizados em associação com a descrição e caracterização dos icnofósseis e do substrato para auxiliar na quantificação da bioturbação nas rochas onde ocorre o *tiering*.

A icnofábrica *Gyrolithes* é monoespecífica e ocorre na porção basal da sucessão sedimentar exposta na área da Mina B-17 por cerca de 2,0 m, representada por *wackestone/packstones* fossilíferos com laminação plana. O grau de bioturbação é baixo entre 10 a 15 % da fábrica primária (Figura 6.8), sendo que as laminações estão distintas. Os icnitos ocorrem geralmente isolados, sem conexões entre si. A icnofábrica *Thalassinoides-Palaeophycus* ocorre na porção superior dos *wackestone/packstones* laminados, por cerca de 1,4 m, sobrepostos a icnofábrica *Gyrolithes*, mostrando uma possível e estreita conexão entre estas icnofábricas. O grau de bioturbação também é baixo, com as estruturas distintas

(BI=2) e os traços fósseis são discretos e isolados (Figura 6.9). É representada por *Palaeophycus tubularis* e *Thalassinoides suevicus*.

A icnofábrica *Thalassinoides* ocorre na sucessão sedimentar representada pela intercalação entre as microfácies *rudstone* e *wackestone/packstone* na Mina B-17, Capanema. As ocorrências são entre 4,3 a 7,2 m (Th1); 9,0 a 12,0 m (Th2) e 14,0 a 16,0 m (Th3) do perfil. Na Th1 há um progressivo aumento em direção ao topo do grau de bioturbação, chegando até 10% (Figura 6.10). Consiste em icnitos isolados e discretos (BI=2) ao longo das microfácies. Na Th2 a bioturbação ocorre de forma homogênea. As bioturbações são moderadas, com os limites das camadas definidos (BI=3), sendo o grau de bioturbação entre 40 a 50% da fábrica original. A Th3 localizada na porção superior do perfil que consiste na intercalação de *rudstone* e *wackestone*. Compreende na ocorrência com maior grau de bioturbação, entre 50 e 60% (Figura 6.11), havendo um aumento progressivo em direção ao topo, localmente a 65% (BI=4) na microfácies *wackestone* localizada no topo do perfil.

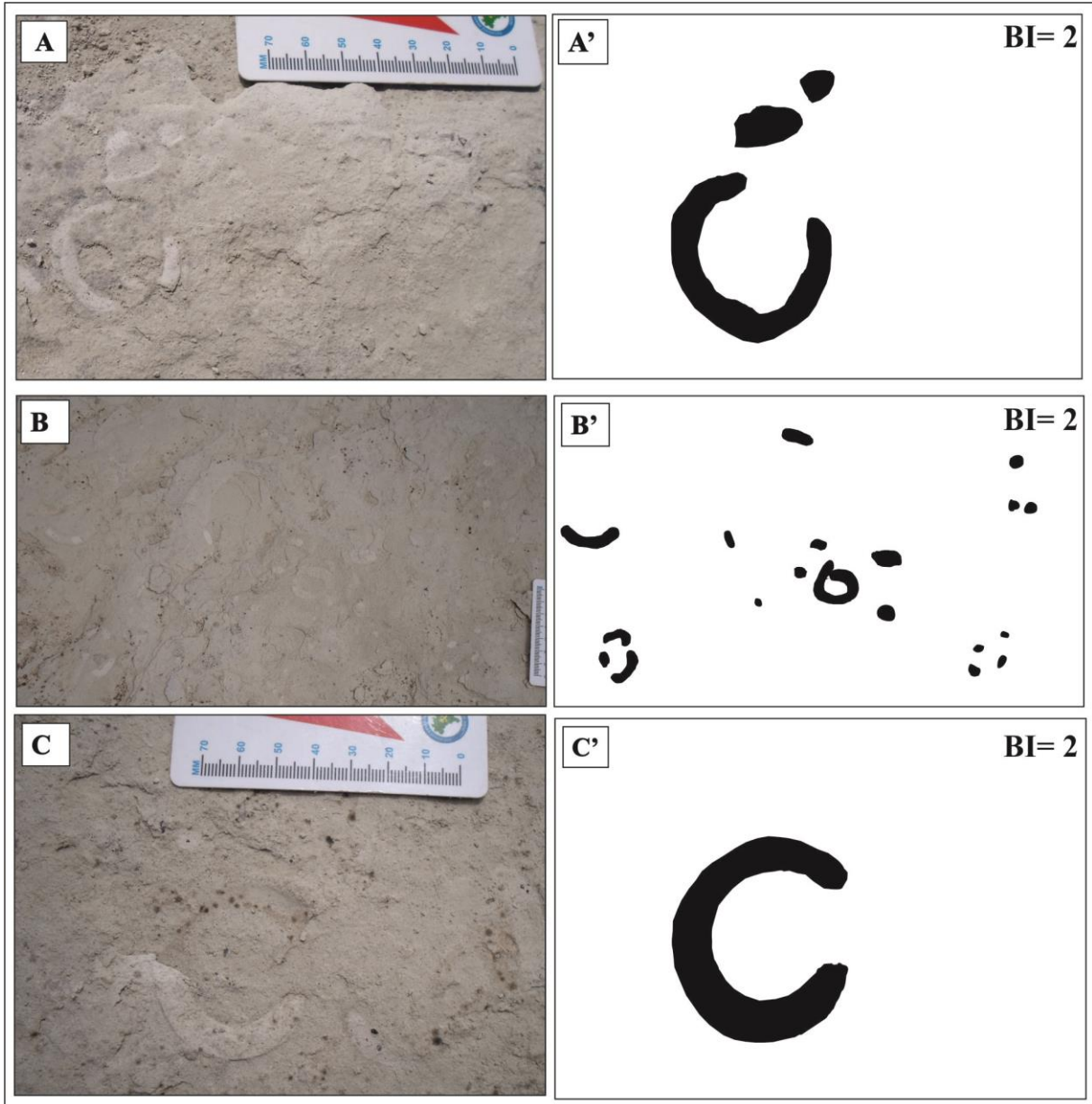
A icnofábrica *Megathalassinoides* ocorre na base do perfil de Aricuru, em *mudstones* laminados a maciços de cor cinza esverdeado com espessura de até 1m. Os traços fósseis são predominantemente horizontais o que causa pouca bioturbação das camadas em profundidade, portanto, caracterizando *tierings* muito rasos. Os *Megathalassinoides* ocorrem em associação com raros tubos de vermes, semelhantes à *Palaeophycus*. O grau de bioturbação fica entre 10 e 40% da fábrica original.

A icnofábrica que comporta os megatraços de gastrópodes ocorre somente próximo do topo da camada de *mudstone* rico em restos vegetais, de cor cinza e estrutura maciça na praia do Atalaia, Salinópolis. Os traços fósseis são predominantemente horizontais o que caracteriza *tierings* rasos e que pouco destrói a estrutura sedimentar original. A estrutura maciça da rocha também dificulta a avaliação do grau de bioturbação, porém devido à área ocupada por estes megatraços pode-se especular que eles ocupam cerca de 10% do substrato lamoso.

Taylor e Goldring (1993) sugerem uma representação gráfica dos constituintes da icnofábrica em relação ao grau de bioturbação para melhor visualização e interpretação da icnofábrica, onde no eixo horizontal é plotado a porcentagem da área ocupada pelas estruturas sedimentares primárias e secundárias (estruturas de bioturbação). No eixo vertical é plotado a icnotaxa, em ordem de ocorrência no substrato, com seus respectivos diâmetros, seguindo a natureza das estruturas

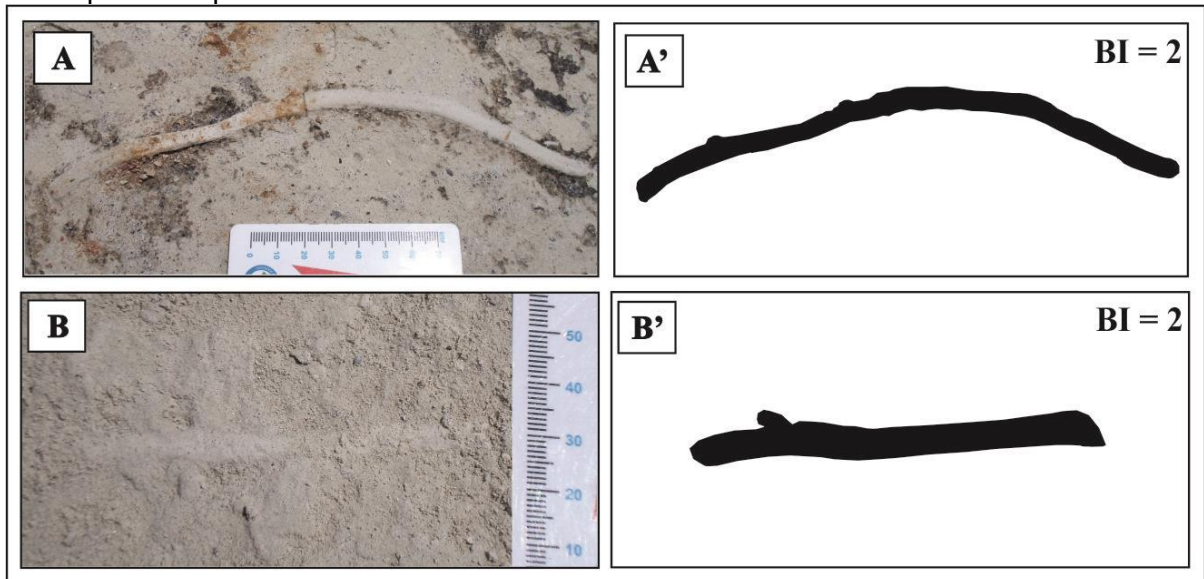
sedimentares primárias. Uma representação gráfica das icnofácies da Formação Pirabas, conforme Taylor e Goldring (1993) é apresentada na Figura 6.12.

Figura 6.8 - *Gyrolithes davreuxi* da Formação Pirabas localizados na mina B-17 em Capanema. As escavações em espirais são observadas em planta (na horizontal), estes ocorrem normalmente discretas e isoladas.



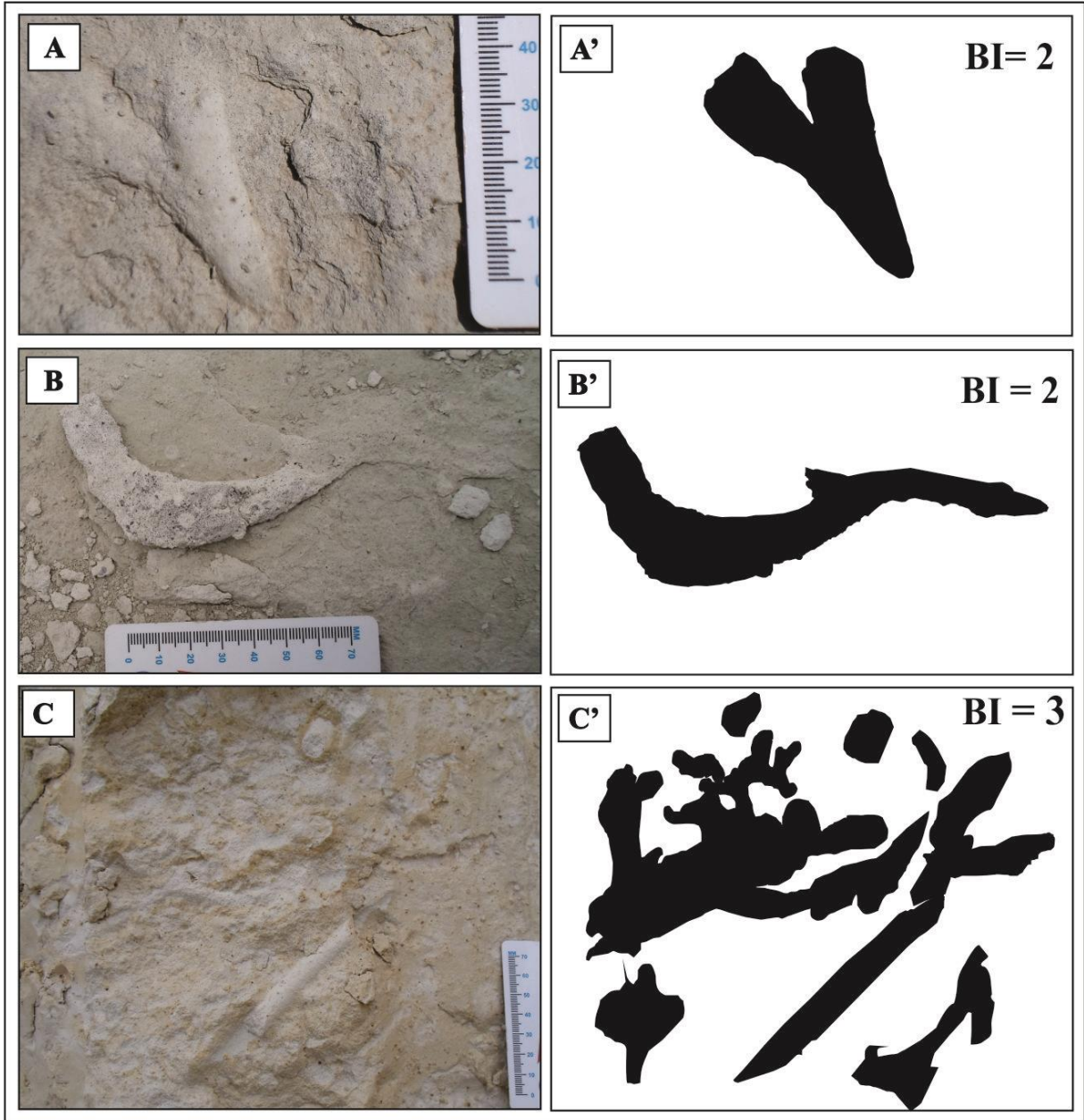
Fonte: Elaborado pelo autor

Figura 6.9 – Traços fósseis de *Palaeophycus tubularis* construídos por anelídeos poliquetas na Formação Pirabas que ocorrem na microfácies *wackestone/packstone* na mina B-17, município de Capanema.



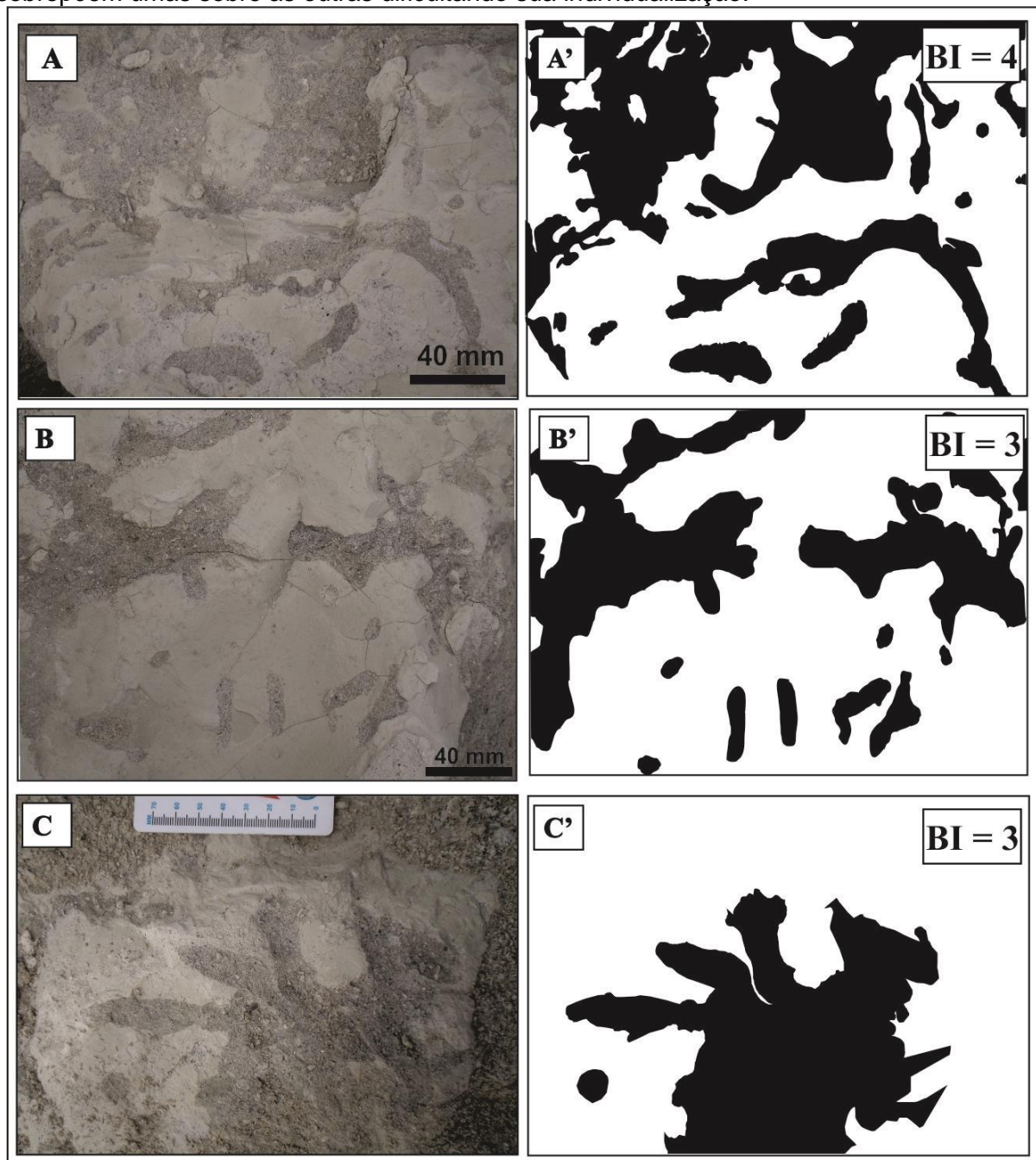
Fonte: Elaborado pelo autor

Figura 6.10 - *Thalassinoides callianassae* da Formação Pirabas localizados na mina B-17 em Capanema. Foram observados normalmente como construções isoladas. Em (A) (B) ocorrem em Th1; (B) a escavação apresenta certa irregularidade no seu diâmetro devido, provavelmente, o substrato está pouco consolidado durante sua construção; (C) localizada em Th3.



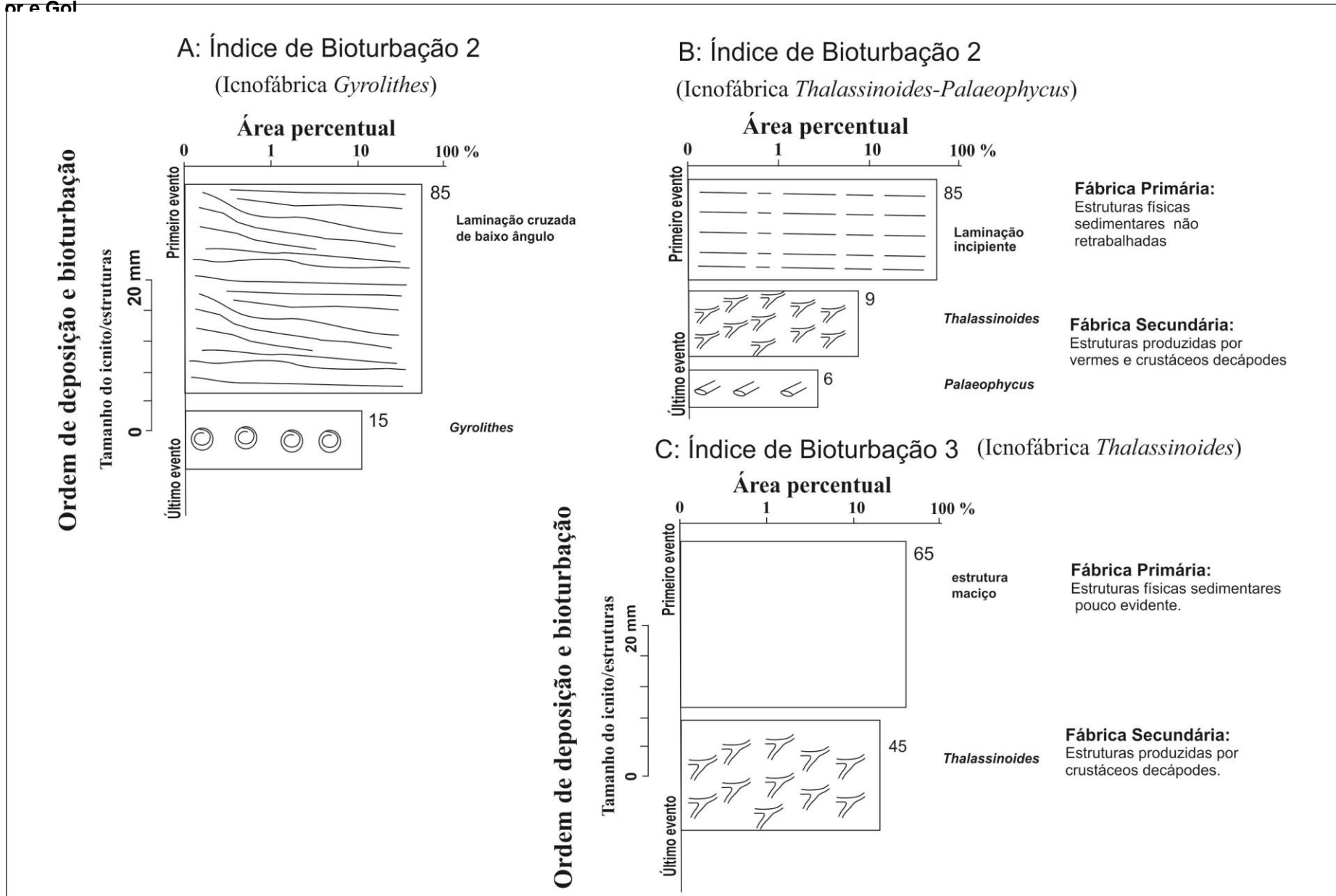
Fonte: Elaborado pelo autor

Figura 6.11 – *Thalassinoides suevicus* na Formação Pirabas que ocorrem na mina B-17 em Capanema (Th3). São construções irregulares em diâmetro e comprimento que se sobrepõem umas sobre as outras dificultando sua individualização.



Fonte: Elaborado pelo autor

Figura 6.12 - Diagrama dos constituintes das icnofábricas, ilustrando a relação entre o grau de bioturbação e os componentes usados na análise de icnofábrica, construído a partir da metodologia de Taylor e Gol



Fonte: Elaborado pelo autor

Como as ocorrências de bioturbações nas localidades de Salinópolis e Aricuru são restritas a um único nível e microfácies fica difícil discutir as variações verticais no índice de bioturbação e podem estar relacionadas a curtos intervalos de condições propícias a proliferação de organismos epi- e endobentônicos. Estes ambientes teriam baixas taxas de sedimentação, níveis moderados de oxigenação e salinidade, além de nutrientes em abundância no substrato. Somente na mina B-17, Capanema, foi possível traçar com maior confiabilidade as variações de BI em rochas carbonáticas da Formação Pirabas. O índice médio de bioturbação obtido ao longo do perfil da Mina B-17 é BI = 2. Em direção ao topo ocorre um aumento (BI = 3), chegando a BI=4 em porções pontuais, representado pela icnofábrica *Thalassinoides* (Figura 6.11). Os índices de bioturbação muito baixos podem estar relacionados a algum estresse ambiental durante a ocupação do substrato como mudanças nos níveis de oxidação e salinidade próximos da interface água-sedimento. Em condições disaeróbicas (0.1 a 1.0 ml de O₂ dissolvido na água marinha; Road e Morse 1971) geralmente suportam comunidades de organismos com distribuição espaça e baixa diversidade (EKDALE et al., 1984). O aumento do BI em direção ao topo pode estar relacionado a um aumento dos níveis de oxigênio e nutrientes, concomitante com diminuição da lâmina d'água como evidenciadas pelas microfácies de águas rasas e agitadas em que ocorrem os traços fósseis.

6.2.1 Diâmetro dos Traços Fósseis

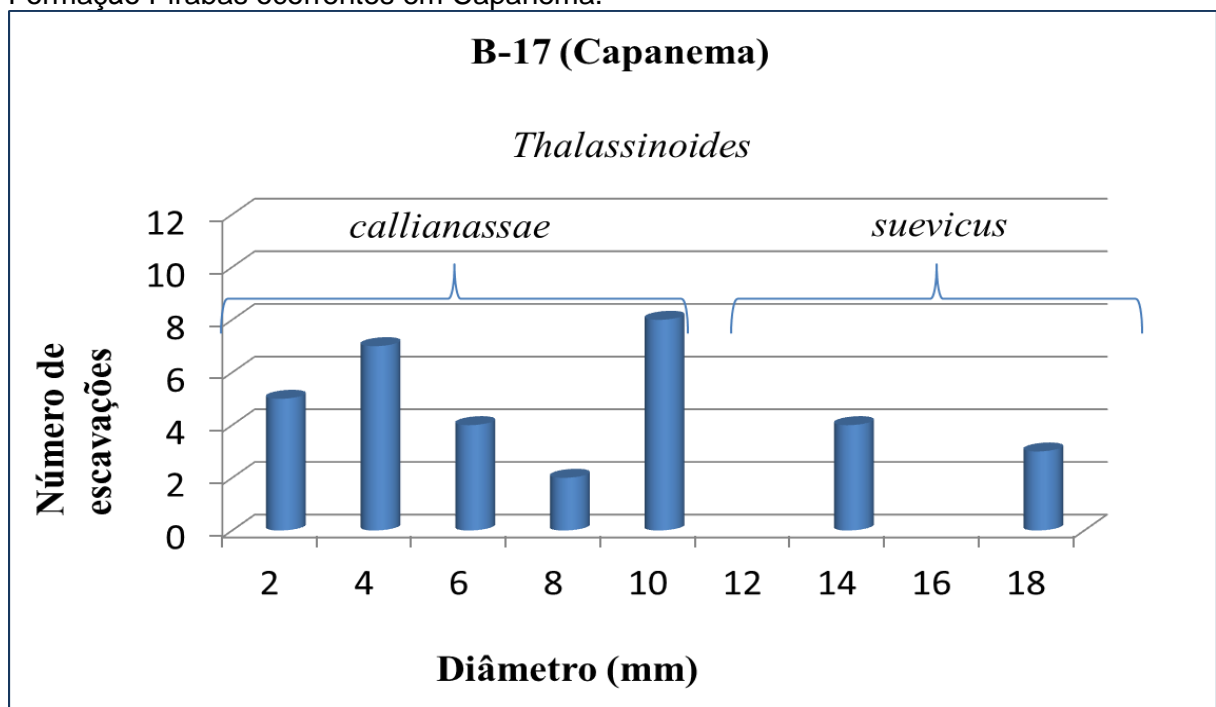
Savrda e Botijer (1986) mostram que o tamanho dos traços fósseis está intimamente ligado com a concentração de oxigênio dissolvido sobre o substrato. Assim sendo, quando diminui a concentração de oxigênio também ocorre uma diminuição do diâmetro dos icnofósseis.

A medição do diâmetro dos icnofósseis foi feita nas porções mais representativas ou medianas dos traços fósseis, visando obter uma melhor representatividade dos mesmos. Nos *Thalassinoides callianassae* o diâmetro varia principalmente de 5 a 10 mm sendo que cerca de 35% dos traços fósseis apresentam um diâmetro de 10 mm e 20% de 4 mm, aproximadamente. *Thalassinoides suevicus* apresentam diâmetros que variam de 10 a 18 mm, sendo que cerca de 40% apresentam diâmetro entre 14 e 18 mm (Figura 6.13). Os

Gyrolithes davreuxi e *Palaeophycus tubularis*, apresentam uma constância em seus diâmetros cerca de 5 a 8 mm e 0,5 cm, respectivamente.

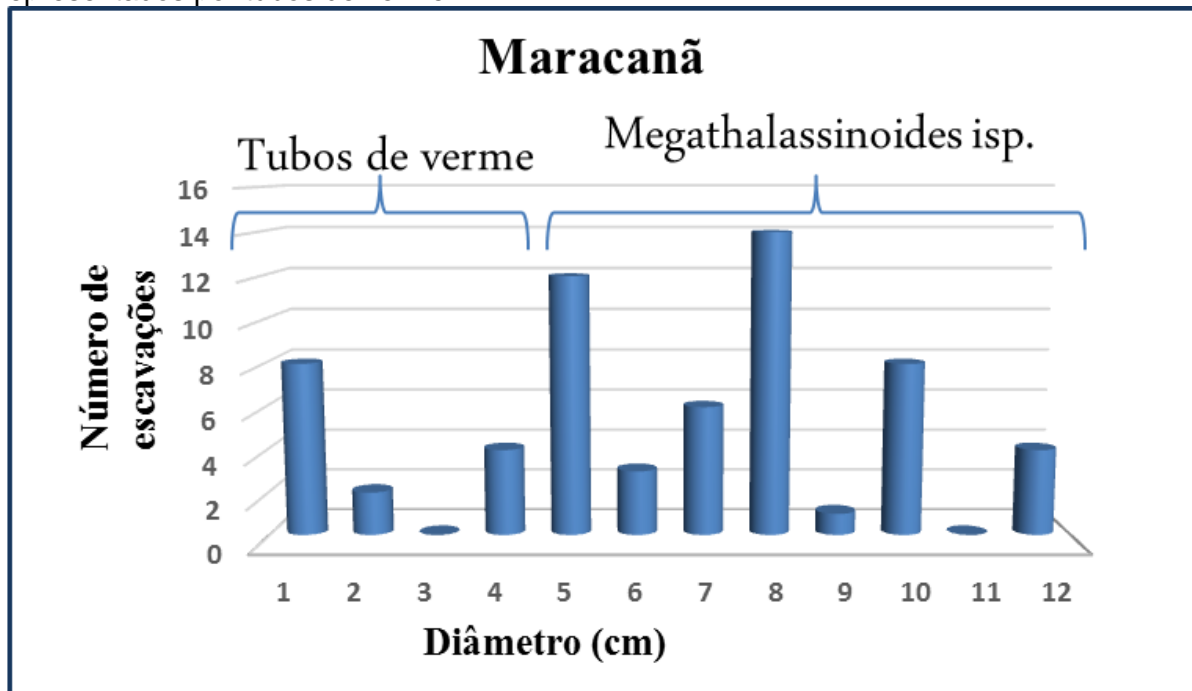
Os *Megathalassinoides* isp. apresentam diâmetro variando entre de 5 a 12 cm, porém com predominância de traços fósseis com 5, 8 e 10 cm. Nas bifurcações dos traços, onde ocorrem as ramificações o diâmetro dos traços pode chegar a ser maior que 12 cm. Os megatraços de gastrópodes apresentam um diâmetro médio de 20 cm com alguns trechos dos icnitos podendo chegar a 29 cm.

Figura 6.13 - Histograma mostrando a distribuição dos diâmetros dos *Thalassinoides* da Formação Pirabas ocorrentes em Capanema.



Fonte: Elaborado pelo autor

Figura 6.14 - Histograma mostrando a distribuição dos diâmetros dos *Megathalassinoides* isp. da Formação Pirabas em Maracanã, além de traços fósseis indiferenciados representados por tubos de verme.



Fonte: Elaborado pelo autor

O tamanho dos traços fósseis encontrados na Mina B-17 em geral não apresentam anomalias ou diferenças dos seus equivalentes descritos em outros depósitos ou regiões. Este fato sugere que nas condições ambientais reinantes durante a deposição dos sedimentos aos quais estão associados, predominavam águas salobras, oxigenadas e pouco profundas (SEILACHER, 1967; SAVDRA; BOTTJER, 1986; PEMBERTON, 1992). Enquanto que os megatraços encontrados nas localidades de Aricuru e Salinópolis podem estar associados a períodos de maior disponibilidade de alimento e oxigênio em ambientes calmos, como sugerido pela predominância da microfácies *mudstone*. No caso dos megatraços de gastrópodes há uma forte associação lateral e vertical com *rudstones* ricos em fósseis de gastrópodes da espécie *Turbinella* que, por sua vez, apresentam tamanhos desproporcionais com até 20 cm de diâmetro em seção transversal e 34 cm em seção longitudinal, o que explicaria o diâmetro anormal dos rastros de gastrópodes. E podem estar associados com um abundante suprimento de nutrientes disponível. Os diâmetros dos *Megathalassinoides* podem estar associados a construções de crustáceos decápodes como os *Mecochirus* em um sedimento anóxico, porém ainda próximo à superfície (CARVALHO et al., 2007). A

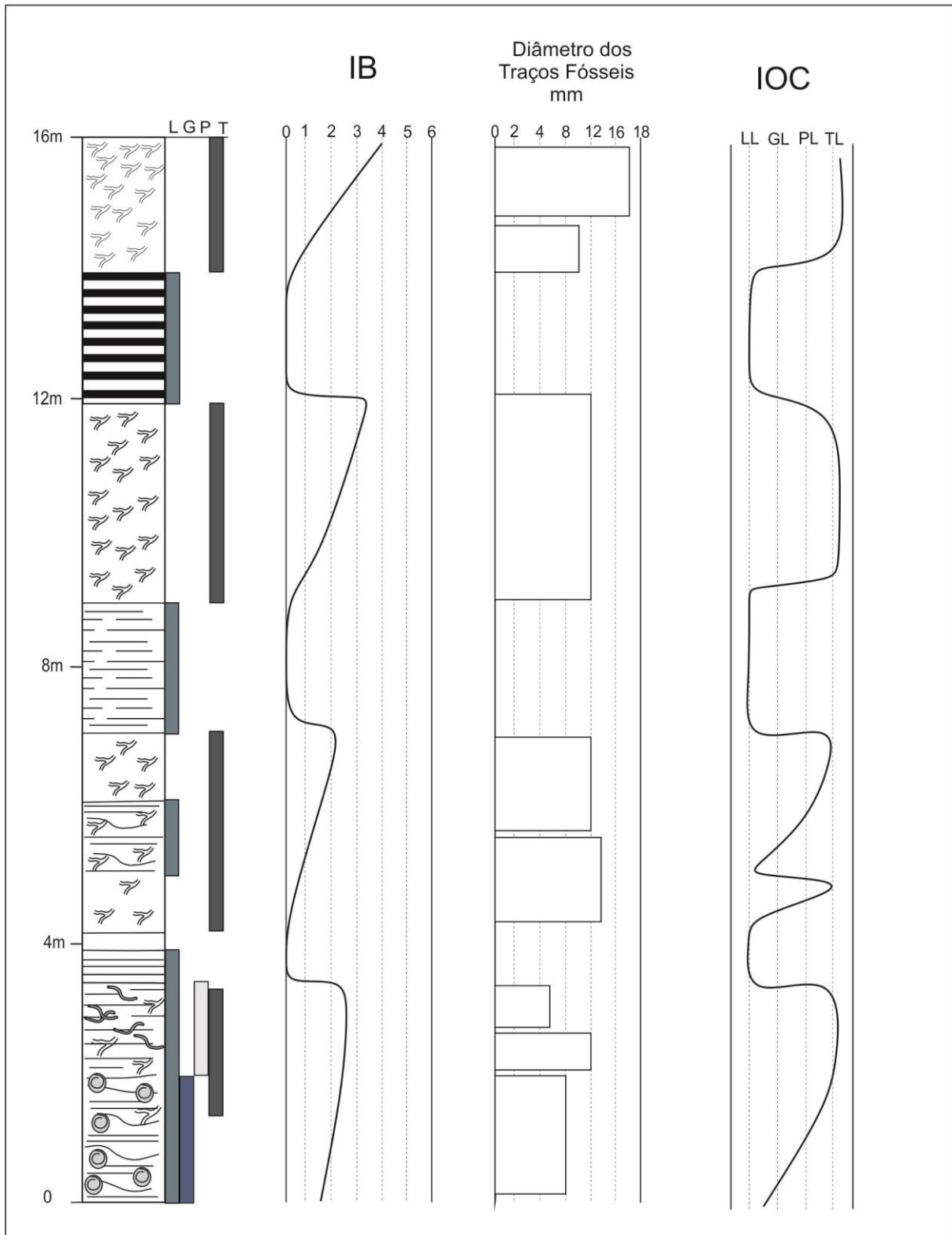
presença de traços fósseis menores que 4 cm de diâmetro associados aos *Megathalassinoides*, pode estar relacionada a um ambiente de ocupação permanente de organismos vermeformes sedimentofagos que suportam quantidades moderadas de oxigênio (disaeróbico, segundo ROADS; MORSE, 1971).

6.2.2 Curva de Paleo-Oxigenação

Conforme Savrda e Bottjer (1989) a curva relativa de paleo-oxigenação (IOC) pode ser construído para análise de sequências verticais. A tendência de organismos apresentarem maiores ou menores tolerâncias para condições de baixa oxigenação permite definir uma ordem, do menos para o mais tolerante a condições de baixa oxigenação. Usando essa tendência, linhas qualitativas de referência podem ser usadas na construção da curva de paleo-oxigenação.

A curva relativa de paleo-oxigenação (IOC) foi construída para a Formação Pirabas (Figura 6.15) a partir da seção vertical localizada na mina B-17, Capanema, conforme a metodologia de Savrda e Bottjer (1989). Onde o índice de bioturbação é utilizado em associação com o diâmetro e tipo de traço fóssil (tendência a condições de baixa oxigenação) ao longo do perfil. A linha *L* representa o nível de oxigenação baixo do qual ocorre preservação da laminação e acima da qual ocorrem as primeiras bioturbações. As linhas de referências *GL*, *PL* e *TL* representam os níveis de oxigenação requeridos para permitir a ocupação do substrato por organismos de tamanho e tipo daqueles encontrados nesta formação (*Gyrolithes* (G), *Palaeophycus* (P) e *Thalassinoides* (T)).

Figura 6.15 - Representação esquemática da curva de paleo-oxigenação (*Interpreted relative oxygen curve* - IOC) proposta para a Formação Pirabas, contruída a partir do perfil localizado na mina B-17, município de Capanema, com base no Índice de bioturbação (BI), diâmetro dos traços fósseis e tipo: L = laminação, G = *Gyrolithis*, P = *Palaeophycus*, T = *Thalassinoide*, conforme é proposto por Savrda e Bottjer (1989). As linhas de referências LL, GL, PL e TL são explicadas no texto.



Fonte: Elaborado pelo autor

6.3 ICNOFÁCIES

As icnofácies representam um conjunto de atividades desenvolvidas pelos organismos em resposta aos parâmetros ecológicos atuantes no meio responsável pela distribuição da fauna bentônica dentro ou sobre o substrato. As estruturas de bioturbação ocorrem comumente em associações denominadas icnocenose. Esta representa uma associação natural de icnofósseis que refletem as atividades bentônicas dos membros de uma biocenose. A icnofácies reúne icnofósseis e icnofábrica produzidas em um mesmo contexto, de acordo com os fatores que controlam a distribuição de seus produtores (NETTO, 2001; CARVALHO; FERNANDES, 2004). Segundo Frey e Pemberton (1985) icnofácies é o registro da icnocenose preservado, o que permite efetuar inferências sobre as atividades e comportamento dos organismos e do meio em que vivem. Logo, a icnofácies é utilizada para a reconstrução paleoambiental (FREY; PEMBERTON; SAUNDERS, 1990).

A disposição da fauna bentônica está em função da energia do meio, quanto maior a energia sobre o substrato, maior a quantidade de matéria orgânica disponível em suspensão, o que favorece os organismos suspensívoros e filtradores. Todavia, a constante movimentação do fundo gera instabilidades no substrato que exige que seus habitantes construam tocas que os protejam (NETTO, 2001).

Os icnofósseis encontrados foram interpretados como pertencentes à icnofácies *Cruziana* (Figura 6.16) que consistem em construções de habitação (*Domichnia*) e alimentação (*Fodinichnia*) em regiões abaixo do nível de ação das ondas, caracterizando ambiente de baixa energia, indicando que os animais responsáveis por estes traços preferem pouco movimento ou água parada (GARVEY; HASIOTIS, 2008). A icnofácies *Cruziana* é caracterizada por icnitos construídos em substrato inconsolidado (*softground*) de forma preferencialmente horizontal, como sistemas de galerias, rastros e pistas, o que representa substratos com alto padrão de ocupação e aproveitamento, com progressiva diminuição na oxigenação da água intersticial (SEILACHER, 1967; EKDALE et al., 1984). Compreendem ainda construções mais permanentes em relação aos icnitos construídos em ambiente de alta energia em uma associação característica de zona litorânea a zona nerítica (CARVALHO; FERNANDES, 2004).

Os icnitos de *Domichnia* compreendem as construções mais ou menos permanentes de organismos endobentônicos sésseis ou semisésseis, de hábito suspensívoro, carnívoro ou mesmo saprófago (CARVALHO; FERNANDES, 2007). Enquanto que os icnitos *Fodinichnia* são as escavações em tubo, pista e perfurações do organismo quando à procura de alimento. No caso dos icnitos produzidos pelos crustáceos decápodes predomina os padrões radiais, podendo ocorrer raras escavações em forma de “U”. São escavações feitas principalmente por organismos sedimentófagos, portanto, estas estruturas são mais comuns onde há uma grande disponibilidade de alimento (CARVALHO; FERNANDES, 2007).

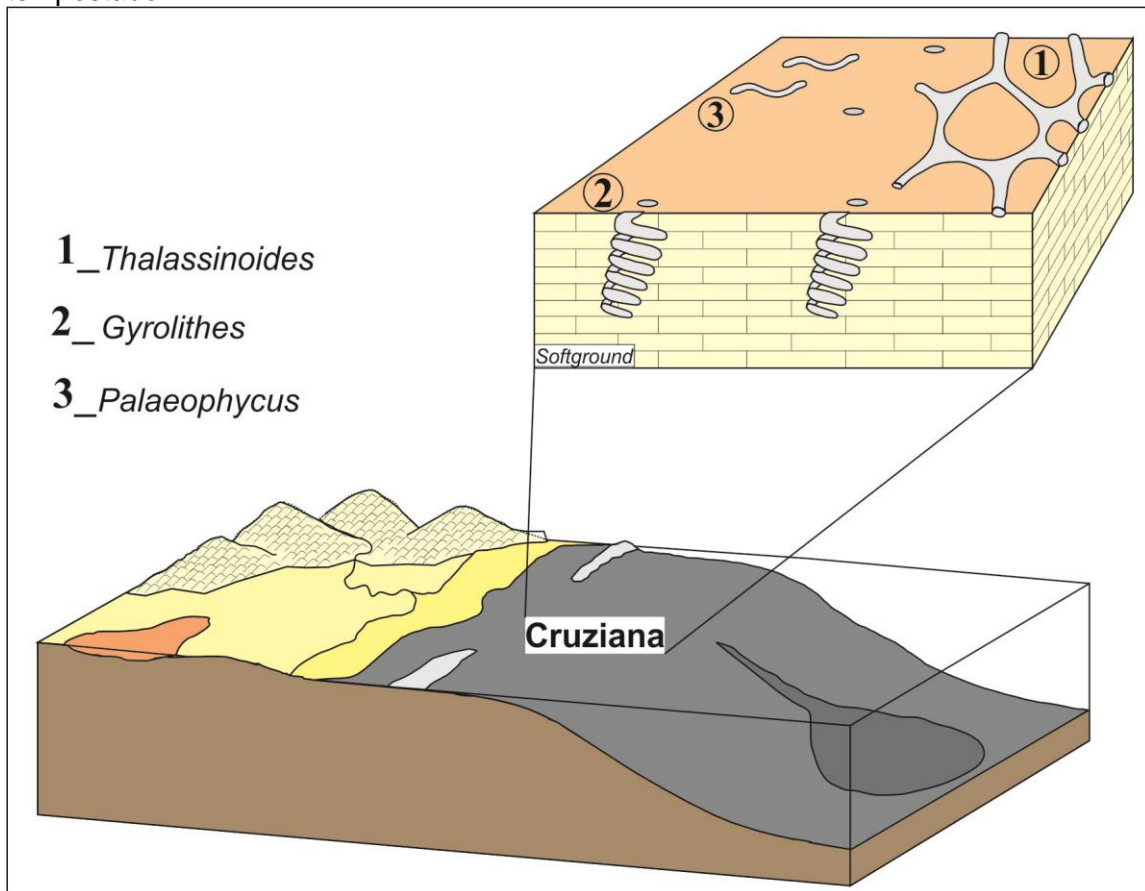
Na Formação Pirabas são encontradas abundantes galerias construídas por crustáceos decápodes que dão origem a estruturas como *Thalassinoides* e *Gyrolithes*. Bromley e Frey (1974) argumentam que *Gyrolithes* é claramente um tubo de habitação e não de alimentação, enquanto que *Thalassinoides* seria mais facilmente associado a um tubo de alimentação que poderia ficar aberto e funcionar também como habitação. Os *Megathalassinoides* são escavações que eram utilizadas apenas para alimentação como sugere o seu preenchimento ativo e a presença de restos de conchas e raros pelóides. O tipo de preenchimento em forma de menisco com intercalações de lama carbonática e grãos terrígenos pode indicar sucessivas visitas aos tubos em busca de alimentação, o que demonstra que o nível bioturbado era constantemente ocupado e estável, como ocorre em muitas assembleias de traços fósseis da icnofácies *Cruziana*.

A icnofácies *Cruziana* é característica de ambiente de submaré com variações sazonais de luz e temperatura junto ao substrato (NETTO, 2001). Caracterizado por moderadas variações do nível de energia em águas rasas sob a ação de ondas normais a baixos níveis de energia em águas profundas e calmas. Esta icnofácies também pode ser encontrada em estuários, baías, lagunas e planície de maré (PEMBERTON, 1992). O alimento é geralmente encontrado sobre o substrato, sendo este mais estável, bem oxigenado a disaeróbico (NETTO, 2001). A presença dos megatraços de gastrópodes na praia do Atalaia também tem uma forte associação com condições de substrato estáveis e de águas relativamente calmas e oxigenadas, no qual os gastrópodes poderiam vasculhar o ambiente atrás de alimento. Contudo, a presença de abundante matéria orgânica piritizada sugere que anteriormente o substrato era anóxico.

Esta Icnofácies é bastante empobrecida em sua icnodiversidade (FREY; PEMBERTON, 1984), típico de condições de água salobra (G. NETTO; ROSSETTI, 2003). Na Formação Pirabas a distribuição das assembléias de *Gyrolithes*, *Thalassinoides* e *Palaeophycus*, sugerem ambiente marinho raso, no qual houve diminuição das taxas de salinidade da base para o topo como mostrado pela abundância de traços fósseis e sua baixa diversidade em direção ao topo. Howard (1975, 1978) notou na região costeira da Geórgia que a diversidade de traços fósseis diminui em direção ao continente, assim como o total de homogeneização do sedimento aumenta na mesma direção, sugerindo um forte controle da salinidade na ocupação do substrato. O mesmo padrão foi notado por Miller (1984) nos ciclotemas de sequências transicionais entre ambientes marinhos e continentais no Paleozóico da Pensilvânia. Os *Gyrolithes* ocorrem em assembleias monoespecífica, tornando-se bons indicadores de depósitos marginais com oscilações no teor de salinidade, sugerindo substrato gerado em ambiente lagunar ou baías protegidas, na porção salobra de uma laguna (BEYNON; PEMBERTON, 1992)

A distribuição dos organismos bentônicos também é fortemente controlada pela natureza do substrato. Os substratos da Formação Pirabas, onde foram encontradas as assembléias icnofossilíferas, consistiam em substratos *softgrounds* (substratos inconsolidados, ricos em água), exemplificado pela presença de traços fósseis com certa irregularidade no seu diâmetro em função do substrato estar pouco consolidado durante sua construção (Figura 6.10b). Estes substratos são os mais utilizados pelos escavadores e caracterizam deposição sempre em condições subaquática (EKDALE et al., 1984; NETTO, 2001).

Figura 6.16 - Representação esquemática da icnofácies *Cruziana* da Formação Pirabas localizada na plataforma continental abaixo da base normal da onda, afetada por ondas de tempestade.



Fonte: Elaborado pelo autor

7 DISCUSSÕES DOS RESULTADOS

Traços fósseis contribuem com uma combinação única de informações sedimentológica e paleontológica para interpretações paleoambientais. Eles registram a atividade de organismos *in situ* em uma extensão muito maior que os próprios fósseis (PEMBERTON et al., 1992). A abordagem icnológica em interpretações paleoambientais quando comparada com as informações obtidas através de fósseis macrobentônicos é mais sensível tanto para magnitude como taxa de mudança dos níveis de oxigenação (SVRADA; BOTTJER, 1986).

Fácies anaeróbicas são identificadas pela presença dos estratos laminados que não contêm elementos macrobentônicos e pouca bioturbação, enquanto condições aeróbicas são indicadas pela presença de macrofósseis abundantes e diversificados e alta densidade de bioturbação. O nível intermediário entre esses dois membros finais têm sido geralmente agrupados como estratos "disaeróbicos" (SVRADA; BOTTJER, 1986). A Formação Pirabas é caracterizada por uma abundância de elementos macrobentônicos como apresentados principalmente na microfácies *rudstone*, sendo que esta, junto com as microfácies *packstone*, *wackestone* e *packstone/wackestone* apresentam-se retrabalhadas principalmente por *Thalassinoides*, caracterizando fácies aeróbicas.

Conforme é mostrado na curva de paleo-oxigenação (Figura 6.15) a sucessão sedimentar da Formação Pirabas analisada apresenta oscilações nos níveis de oxigenação com períodos bem oxigenados caracterizados por abundante e diversificado conteúdo fossilífero, níveis com BI até 65% e pela presença dos *Megathalassinoides* e megatraços de gastrópodes. Os períodos oxigenados ocorrem alternados com períodos pouco oxigenados, evidenciados por camadas com as estruturas preservadas sem bioturbação e presença de abundante matéria orgânica piritizada, chegando a ser anóxicos. Apesar das oscilações nas curvas de paleo-oxigenação nota-se que há um aumento progressivo da oxigenação no substrato ou na interface sedimento-água (Ver Figura 6.15).

Traços fósseis *Gyrolithes* são construções feitas por crustáceos decápodes, representando uma toca de habitação produzida principalmente em ambientes marinhos marginais (NETTO et al., 2007). Ambientes marinhos marginais exibem

caracteristicamente um forte gradiente de salinidade devido a variabilidade na quantidade de água doce que chega, pluviosidade, evaporação, amplitude de maré e do teor de salinidade das águas costeiras, assim como variações na morfologia costeira, direção do vento e velocidade. Flutuações de salinidade geram condições de estresse fisiológico para um grande número de organismos, e associado à porcentagem de oxigênio, temperatura e exposição do substrato, influencia fortemente na distribuição da fauna bentônica em ambientes estuarinos (NETTO; ROSSETTI, 2003). Essas construções em espiral protegem o organismo contra rápidas e extremas variações de salinidade em ambientes de água salobra (RANGER; PEMBERTON, 1992; NETTO; ROSSETTI, 2003), sugerindo a ocorrência de períodos com flutuações de salinidade (RANGER; PEMBERTON, 1992). Esta afirmativa é corroborada pelos índices de bioturbação adquiridos e pelas medidas do diâmetro dos traços fósseis que em geral não apresentam anomalias ou diferenças significativas dos seus equivalentes descritos em outros depósitos e regiões. Este fato sugere que houve predominância de águas salobras, oxigenadas e pouco profundas. Os baixos índices de bioturbação podem estar relacionados a algum estresse ambiental durante a ocupação do substrato como mudanças nos níveis de oxidação e salinidade próximos a superfície ou logo abaixo dela. As variações bruscas no diâmetro que ocorrem localmente em *Thalassinoides* sugerem substrato pouco consolidado, o que caracteriza a icnofácies *Cruziana*.

A presença da icnofácies *Cruziana* em microfáceis carbonáticas reflete ambiente litorâneo com substrato inconsolidado caracterizado por moderadas variações do nível de energia em águas rasas sob a ação de ondas normais e baixos níveis de energia em águas profundas e calmas (PEMBERTON, 1992; CARVALHO; FERNANDES, 2004; NETTO, 2008). A baixa icnodiversidade e o diâmetro dos traços fósseis sugerem que em direção ao topo ocorre uma mudança para condições de água salobra, condições estas geralmente estressantes para organismos marinhos (FREY; PEMBERTON, 1985; NETTO; ROSSETTI, 2003).

Os megatraços ocorrem de forma muito restrita as microfáceis com predomínio de lama carbonática, além de ocorrerem em um único nível e localidade, o que sugere que somente organismos especialistas habitavam estes substratos. Os traços fósseis são essencialmente horizontais e ocorrem no topo das camadas de *mudstone* o que sugerem que os organismos não tinham o hábito ou a necessidade de perfurar os sedimentos para se proteger ou procurar alimento, pois ele estava

próximo da superfície e em abundância. O “mega” diâmetro dos traços fósseis sugere que as condições de salinidade e oxigênio possibilitavam a vida de grandes organismos na superfície. Outro fator importante para a inexistência de organismos perfurantes fosse o fato de abaixo da interface sedimento-água o substrato ser anóxico. Anoxia do substrato é indicada pela abundância de matéria orgânica nestas microfácies.

A análise de microfácies carbonáticas corrobora com os resultados paleoambientais obtidos a partir do estudo dos icnofósseis, tornando possível interpretar que as rochas carbonáticas da Formação Pirabas foram originadas em um ambiente de plataforma carbonática marinha rasa com influência de lagunas e mangues, que já foram interpretadas por outros autores (GÓES et al., 1990).

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo microfaciológico dos depósitos carbonáticos Oligo-Mioceno da Formação Pirabas permitiu a identificação de sete microfácies: *grainstone* com grãos terrígenos e algas (Gt), *wackestone/packstone* com laminação plana (W/P), *packstone* rico em foraminíferos e moluscos (P), *rudstone* com fragmentos de moluscos (R), *wackestone* com grãos terrígenos (W), *calci-mudstone* (Cm) e *dolomudstone* maciço (Dm). Esses depósitos apresentam uma fauna rica e diversificada representada por foraminíferos bentônicos e planctônicos, bivalves, gastrópodes, algas, briozoários, equinodermas além de corais e ostracodes.

Os icnofósseis identificados foram cinco, representados pelas icnoespécies *Gyrolithes davreuxi*, *Palaeophycus tubularis*, *Thalassinoides callianassae*, *Thalassinoides suevicus*, *Megathalassinoides* isp. e um megatraço fóssil construído provavelmente por gastrópodes *Turbinella*. Os icnofósseis são associações representativas da icnofácies *Cruziana* que consistem em construções de habitação (*Domichnia*) e alimentação (*Fodinichnia*) em regiões abaixo do nível de ação das ondas, caracterizando ambiente de baixa energia, indicando que os animais responsáveis por estes traços preferem pouco movimento ou água parada.

Os resultados paleoambientais obtidos a partir do estudo petrográfico e dos icnofósseis permitiu interpretar a Formação Pirabas como pertencente a ambiente de plataforma carbonática marinha rasa com influência de lagunas e mangues, onde houve flutuações de salinidade, com diminuição de suas taxas da base para o topo como mostrado pela abundância de traços fósseis e sua baixa diversidade em direção ao topo. Isso sugere uma predominância de águas salobras, oxigenadas e pouco profundas relacionadas com algum estresse ambiental durante a ocupação do substrato com mudanças nos níveis de oxidação e salinidade, corroborados pelos tamanhos dos traços fósseis e pelos baixos índices de bioturbação encontrados.

REFERÊNCIAS

ADAMS, A.E.; MACKENZIE, W.S. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Longman: Harlow, 1984. 140 p.

AGUILERA, O.; PÁES, E.T. The Pirabas Formation (Early Miocene from Brazil) and the Tropical Western Central Atlantic Subprovince. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, Belém, v. 7, n. 1, p. 29-45, 2012.

ALMARAZ, J. S.; FORMOSO, M. L. Contribuição ao ambiente da Formação Pirabas – Mineralogia de argilas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. *Anais...* São Paulo: SBG, 1971.

RAI, M. Dinoflagelados (Dinophyceae) miocênicos do Grupo Barreiras do nordeste do Estado do Pará (Brasil). *Revista da Universidade de Guarulhos*, v. 2, p. 98-106, 1997.

BEYNON, B. M.; PEMBERTON, S. G. Ichnological signature of a brackish water deposit: an example from the Lower Cretaceous Grand Rapids Formation, Cold Lake Oil Sands area, Alberta. In: PEMBERTON, S.G. (Org.). *Applications of ichnology to petroleum exploration: a case workshop*. Calgary: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1992. p. 199-221.

BIRD, F.L.; BOON, P.I.; NICHOLS, P. D. Physicochemical and microbial properties of burrows of the deposit-feeding thalassinidean ghost shrimp *Biffarius arenosus* (Decapoda: Callinassidae). *Estuarine Coastal & Shelf Science*. v. 51, p. 279-291, 2000.

BROMLEY, R.G. *Trace Fossils: Biology, Taphonomy and Applications*. 2. ed. London: Chapman and Hall, 1996. 361 p.

BROMLEY, R.G.; FREY, R.W. Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and Taxonomic Evaluation of Thalassinoides, Ophiomorpha and Spongeliomorpha. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, vol. 23, p.311-335. 1974.

BUATOIS L.A.; NETTO R. G.; MÁNGANO M.G., BALISTIERI, P.R.M.N. Extreme freshwater release during the late Paleozoic Gondwana deglaciation and its impact on coastal ecosystems. *Geology*, v. 34, n. 12, p. 1021-1024, 2006.

BUATOIS, L.A.; MÁNGANO, M.G. Ecospace utilization, paleoenvironmental trends, and the evolution of early non-marine biotas. *Geology* v. 21, p. 595-598, 1993.

CARVALHO, S. C.; FERNANDES, A. C. S. Icnofósseis. In: CARVALHO, S. C. *Paleontologia*. Editora Interciência 2ªEd., Vol.1. 2004. P. 143-170.

CARVALHO, I.S.; FERNANDES A. C. S. *icnologia*: Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), 2007. 190p.

CARVALHO C.N.; VIEGAS P.A.; CACHÃO M. Thalassinoides and its producer: populations of Mecochirus buried within their burrow systems, Boca do Chapim Formation (Lower Cretaceous), Portugal. *Palaios*, v. 22, p. 104–109, 2007.

COSTA, J. B. S. BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L; IGREJA, H. L. S.; PINHEIRO, R.V.L. Aspectos da tectônica cenozoica na região do salgado, litoral NE do estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., 1991, Belém. *Anais...* Belém: SBG, 1991. p. 156-165.

COSTA, S. A. R. F. *Ictiólitos da Formação Pirabas, mioceno do Pará, Brasil, e suas implicações paleoecológicas*. 2011. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2011.

COSTA, S.A.F.; TOLEDO, P.M.; MORAES-SANTOS, H.M. Paleovertebrados. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. (Ed.). *O Néogeno da Amazônia Oriental*. Belém: MPEG, 2004. Cap. 5.

DROSER, M. L.; BOTTJER, D.J. A semiquantitative field classification of ichnofabric. *Journal of Sedimentary Petrology*, University of Southern California, Los Angeles, Califórnia 56: 558-559..1986.

DUNHAM, R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (Ed). *Classification of carbonate rocks*. [S.l.]: Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. , 1962. V.1, p. 21-108.

EKDALE, A. A.; BROMLY, R. G.; PEMBERTON, S. G. Icnology: the use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy. Oklahoma: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1984. 117p. (Short Course Note).

EKDALE, A. A.; MASON. T.R. Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology (Boulder)*, v. 16, p. 720–723, 1988.

EMBRY, A.F.; KLOVAN, J.E.. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. N.W.T. *Bull. Canadian Petrol. Geol.*, v. 19, p. 730-781, 1971.

FERNANDES, A. C. S. Icnofósseis. In: CARVALHO, I. S. *Paleontologia*. Rio de Janeiro: Interciência, (Paleontologia,). 2007. P. 143-169.

FERNANDES, A. C. S.; ASSIS, J. F. P. Sobre a Ocorrência de Ichnofósseis na Formação Pirabas (Mioceno Inferior) no Estado do Pará. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 1980.

FERNANDES, A.C.S.; BORGHI, L.; CARVALHO, I.S.; ABREU, C.J. (Eds.) *Guia dos icnofósseis de invertebrados do Brasil*. Rio de Janeiro: Ed. Interciência, 2002. 260p.

FERNANDES, A. C. S.; CARVALHO, I.; SOUZA; AGOSTINHO A. Icnofósseis: Conceitos Gerais. In: CARVALHO, I.; SOUZA; FERNANDES A. C. S. *Livro icnologia*. [S.I.]: Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), 2007. P. 8-23.

FERNANDES, J.M.G. Paleoeologia da Formação Pirabas, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, 1984. V. 1, p. 330-340.

FERNANDES, J.M.G. Bioestratigrafia da Formação Pirabas, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. *Anais...* Belém: SBG, 1988. v. 6, p.2376-2382.

FERREIRA, C. S. Notas Estratigráficas sobre o Cenozoico marinho do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., 1982, Belém. *Anais...* Belém: SBG, 1982. v. 1, p. 84-88.

FERREIRA, C. S.; VICALVI, M. A.; MACEDO, A. C. M. Os limites meridionais da Bacia de Pirabas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v. 1, p. 326-329.

FLÜGEL, E. *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis: Interpretation and Application*. Springer Berlin Heidelberg. New York, 2004. 976p. (Sedimentology)

FREY, R.W.; HOWARD, J.D.; PRYOR, W.A. Ophiomorpha: Its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 23, p. 199-229, 1978.

FREY, R. W.; PEMBERTON, S. G. Biogenic structures in outcrops and cores. I. Approachs to ichnology. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 33(1): p. 72-115. 1985.

FREY, R.W.; PEMBERTON, S. G.; SAUNDERS, T. D. A. *Ichnofacies and bathymetry: a passive relationship*. Journal of Paleontology. P155-158. 1990.

NETTO, G. R. Icnologia e estratigrafia de sequências. In: SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. Estratigrafia de sequências – Fundamentos e Aplicações. São Leopoldo, EDUNISSINOS, 428p., 2001.

NETTO, G. R.; BUATOIS L.A.; MÁNGANO M.G.; BALISTIERI P. Gyrolithes As A Multipurpose Burrow: an Ethologic Approach. *Revista brasileira de paleontologia*. 10(3):157-168, .2007.

NETTO, G. R.; ROSSETTI, D. F. Ichnology an salinity fluctuations: A case study from the early Miocene (lower barreiras formation) of São Luís Basin, Maranhão, Brazil. 2003. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 2003, 6: 5-18.

GALEHOUSE, J. S. *Point counting*. In Carver, R. E. (Ed.), *Procedures in sedimentary petrology*: New York (Wiley-Interscience), p. 385-407. 1971

GARVEY, J. M.; HASIOTIS, S. T. An ichnofossil assemblage from the Lower Carboniferous Snowy Plains Formation, Mansfield Basin, Australia: *PALAEOS*. EISEVIER p. 257–276. 2008.

GINGRAS, M. K.; MACEARCHERN, J.A.; DASHTGARD, S.E. Process ichnology and the elucidation of physic-chemical stress. *Sedimentary Geology*, 237: 115-134. 2011.

GÓES, A. M. *Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecurú, no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão*. 1995. 55 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém, 1981.

GÓES, A.M.; ROSSETTI, D.F.; NOGUEIRA, A. C. R.; TOLEDO, P.M. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 2:3-15. 1990.

HANTZSCHEL, W. Trace fossils and problemática. In: C. TEICHERT. *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Pt. W. Miscellanea, Supp. 1. Geol. Soc. Am. and Univ. Kansas, Lawrence: 1975. pp. W1-W269.

HOWARD, J. D. *The sedimentological significance of trace fossils*, In: FREY, R. W. *The study of Trace Fossils*. Springer-Verlag, New York, p131146. 1975.

HOWARD, J. D. *Sedimentology and trace fossils*, In: BASAN, P. B. *The Trace Fossils Concepts: Soc. Econ. Paleoantols Minerals., Course Notes*. P13-47. 1978.

IRWIN, M.L. General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist*, Dever, Colorado-USA, 49:445-459, 1965

KOTLARCZYK, J.; UCHMAN, A. Integrated ichnology and ichthyology of the Oligocene Menilite Formation, Skole and Subsilesian nappes, Polish Carpathians: A proxy to oxygenation history. Kraków, Poland: *PALAEO* 2012. p.104–118.

LEITE, F.P.R. *Palinofloras neógenas da Formação Pirabas e Grupo Barreiras, área litorânea nordeste do Estado do Pará, Brasil*. 1997. 102 f. 8 estampas. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

LEITE, F.P.R.; OLIVEIRA, M.E.B.; ARAI, M.; TRUCKENBRODT, W. Palinoestratigrafia da Formação Pirabas e Grupo Barreiras, Mioceno do nordeste do estado do Pará, Brasil. *Revista da Universidade de Guarulhos (Geociências)*. 2:141-147. 1997.

MACEACHERN, J.A., PEMBERTON, S.G. Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Western Interior Seaway of North America. In: Pemberton, S.G. (Ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration, a coreworkshop: Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists: core workshop*, 17, pp. 57–84. 1992,

MARTINS, J.M.G.F.; QUADROS, M. L. E. S.; BEZERRA, O. V.; SOUZA JUNIOR, C. M. Sobre o registro do icnofóssil *ophiomorpha* no grupo barreiras, nordeste do Pará e implicação na reconstituição paleoambiental. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, Pará. Anais...* 1991.

MARTINSSON, A.. Toponymy of trace fossils. In: Crimes T.P. & Harper J.C. (Eds.). *Traces Fossils*. Geol. Jour., p. 323-330. 1970. Special Issue.

MAURY, C.J. *Fósseis terciários do Brasil com descrição de novas formas Cretáceas*: 1-665. Serv. Geol. e Mineral. do Brasil (Monografia 4), Rio de Janeiro. 1925.

MENDES, J.C. *Elementos da Estratigrafia*. T. A. Queiroz, São Paulo, 1984.

MILLER, M. F., Distribution of biogenic structures in Paleozoic nonmarine and marine margin sequences: an actualistic model: Jour. Paleontology. V. 58, p.550-570. 1984.

MILLER M.F.; CURRAN H.A. Behavioral plasticity of modern and Cenozoic burrowing thalassinidean shrimp. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 166: 219-236. 2001.

MILLER, M.F.; SMAIL, S. E. *A Semiquantitative Field Method for Evaluating Bioturbation on Bedding Planes*. Department of Geology- Vanderbilt University, Nashville: PALAIOS. 1997. V.12. p397-396.

MYRROW, P. M. *Thalassinoides and the Enigma of Early Paleozoic Open-Framework Burrow Systems*. PALAIOS (SEPM Society for Sedimentary Geology) Vol. 10, No. 1 Feb.1995. pp. 58-74

NOGUEIRA, A. A. E.; RAMOS M.I.F.; PUCKETT T.M. The Genera *Haplocytheridea* Stephenson, 1936 and *Cytheridea* Bosquet, 1852 (Subphylum Crustacea, Class Ostracoda) from the Early Miocene Pirabas Formation, Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, 54: 215-235. . 2011.

PARCHA, S. K.; S. PANDEY, Ichnofossils and their significance in the Cambrian successions of the Parahio Valley in the Spiti Basin, Tethys Himalaya. *Journal of Asian Earth Sciences*. Índia, p.1097–1116. 2011.

PEMBERTON, S.G. *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration, a core workshop*: SEPM, Core Workshop 17, 429 p. 1992.

PEMBERTON, S.G.; FREY R.W. Trace Fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma. *Journal of Paleontology*, 1982.56: 843-881.

PEMBERTON, S.G.; GINGRAS M.K. Classification and characterizations of biogenically enhanced permeability. *AAPG Bulletin*, 2005.89: 1493-1517.

PEMBERTON, S.G., MACEACHERN, J.A., FREY, R.W. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*: Geological Association of Canada, St. John's Newfoundland, 1992, pp. 47–72.

PETRI, S. Foraminíferos miocênicos da Formação Pirabas. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo (Geologia)*, v. 216, n. 16, p. 1-79, 1957.

PHILLIPS, C.; MCILROY, D.; ELLIOTT, T. Ichnological characterization of Eocene/Oligocene turbidites from the Grès d'Annot Basin, French Alps, SE France. *Palaeo*. 300 p. 67–83., 2011.

PICKERILL, R.K.; FILLION D., HARLAND T.L.. Middle Ordovician Trace Fossil in Carbonates of the Trenton Group Between Montreal and Quebec City, St. Lawrence Lowland, Eastern Canada. *Journal of Paleontology*, 1984.V: 58, No.2, p. 416-439.

PRYOR, W.A. *Biogenic direcional features on several recent point bars*. *Sedimentary Geology*, 1: 235-245. 1967.

PRUSS S. B.; BOTTJER D. J. Early Triassic Trace Fossils of the Western United States and their Implications for Prolonged Environmental Stress from the End-Permian Mass Extinction. *PALAIOS*, Harvard University. SEPM (Society for Sedimentary Geology), V. 19, p. 551–564, 2004.

RAMOS, M. I. F.; WHATLEY, R. C.; COIMBRA, J. C. Sub-Recent Marine Ostracoda (Pontocypridae and Baiirdiidae) from the Southern Brazilian Continental Shelf. *Revista Brasileira de Paleontologia*, SBP Porto Alegre RS, v. 7, n.3, p. 311-318, 2004.

RANGER, M. J.; PEMBERTON, S.G. Sedimentology and ichnology of estuarine point bars in the McMurray Formation of the Athabasca Oil Sand deposit, northeast Alberta, Canada. In: PEMBERTON, S. G. (org.) *Applications of ichnology to petroleum exploration: a core workshop*. Calgary, SEMP (Society for Sedimentary Geology) Core Workshop 17, p. 401-421, 1992.

ROADS, D. C.; MORSE J. W.; Evaluation and ecologic significance of oxygen-deficient basins. *Lethaia*, p413-428. 1971.

ROSSETTI, D.F. *Evolução sedimentar miocênica nos Estados do Pará e Maranhão*. *Geol. USP. Ser. Cient.*,6:7-18, 2006.

ROSSETTI, D.F. Late Cenozoic Sedimentary Evolution in Northeastern Pará, Brasil within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences*, 2001. 14, p. 77-89.

ROSSETTI, D.F.; BEZERRA F.H.R.; DOMINGUEZ J.M.L. Late Oligocene–Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. *Earth-Science Reviews*. 123:87–112. , 2013.

ROSSETTI, D.F.; GÓES A.M. O Neógeno da Amazônia Oriental. In D.F. Rossetti & A.M. Góes (eds.), Belém, *Museu Paraense Emílio Goeldi*, p. 13-52. 2004.

ROSSETTI, D.F.; TRUCKENBRODT W.; GÓES A.M. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos Sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na Região Brangantina, Nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências da Terra*, Belém-Pará p.25-74. 1989.

SAVRDA, C.E.; BOTTJER, D.J. *Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters*. Department of Geological Sciences, University of Southern California, Los Angeles, California – USA., 1986.

SAVRDA, C.E.; BOTTJER, D.J. *Trace-fossil model for reconstruction oxygenation Histories of Ancient Marine Bottom Waters: Application to Upper cretaceous Niobrara Formation, Colorado*. Department of Geological Sciences, University of Southern California, Los Angeles, California – USA., 1989.

SCHOLLE, P.A. E ULMER-SCHOLLE D.S.. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A, 459p. 2003.

SEILACHER, A. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology* 5, 413–428. 1967.

SEILACHER, A. Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology*, 1964. 3: 253-256.

SIBLEY D.F. E GREGG J.M.. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Research*, 57 (6): 967-975. 1987.

SOARES, J.; ARAUJO R.; QUEZIA A.; NOGUEIRA A.; BANDEIRA J., AUGUSTO P., FRANCO F. Ophiomorpha em Depósitos do Holoceno, Região de Salinópolis, Nordeste Do Estado Do Pará. Belém-PA, *Anais... 13º Simp. Geol. da Amazônia*. 2013.

TATUMI, S. H.; SILVA L. P.; PIRES E. L.; ROSSETTI D. F.; GÓES A. M. Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no norte do Brasil: implicações paleogeográficas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, p. 514-524. 2008.

TÁVORA V.; FERNANDES J.M. Estudio de los foraminíferos de la Formación Pirabas (Mioceno Inferior), Estado de Pará, Brasil, y su correlación con faunas del Caribe. *Revista Geológica de América Central*, 22: 63-74. 1999.

TÁVORA, V. A.; SANTOS A. A.; ARAÚJO R.N. Localidades fossilíferas da Formação Pirabas (Mioceno Inferior). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*. Belém-Pará. 2010 5(2): 207-224.

TÁVORA, V. A.; SILVA JÚNIOR O. G. Petrografia e Geoquímica dos Carcinólitos da Ecofauna Baunilha Grande da formação Pirabas (Eomioceno), Estado do Pará. *Revista Brasileira de Paleontologia*. p.5-16. 2002.

TÁVORA, V.A.; SILVA JÚNIOR O. G.; *Ícnofósseis da Formação Pirabas (Eomioceno) na Baía de Inajá - Estado do Pará*. 2001.

TÁVORA, V.A.; SILVEIRA E.S.F.; MILHOMEM NETO J.M.; Mina B-17, Capanema, PA -Expressivo Registro de uma Paleolaguna do Cenozóico Brasileiro. In: M. WINGE, C. SCHOBENHAUS *et al.* M) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. 2007.

TAYLOR, A.M.; GOLDRING, R. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric; organisms and sediments; relationships and applications. *Journal of the Geological Society of London* 150, 141–148. 1993.

TATUMI, S.H.; SILVA, L.P.; PIRES, E.L.; ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no norte do Brasil: implicações paleogeográficas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38: 514-524. 2008.

TORRES-RIBEIRO, M.; BORGHI, L. O Uso de Microfacies Sedimentares na Caracterização de Potenciais Rochas Selantes e Geradoras de um Sistema Lacustre Paleogênico na Bacia de Taubaté. Rio de Janeiro, RJ: Petrobras. 2007.

TUCKER, M.E. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Department of Geological Sciences, University of Durham-United Kingdom. 1991

TUCKER, M. E.; WRIGHT, V. P. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications. Oxford, 479 p. 1990

UCHMAN, A.; HANKEN, N. M. The New Trace Fossil *Gyrolithes lorcaensis* isp. n. from the Miocene of SE Spain and a Critical Review of the *Gyrolithes* Ichnospecies¹. *Stratigraphy and Geological Correlation*, Vol. 21, No. 3, p. 312–322. 2013.

VASQUEZ, L.V.; ROSA-COSTA, L.R.; SILVA, C.G.; RICCI, P.F.; BARBOSA, J.O.; KLEIN, E.L.; LOPES, E.S.; MACAMBIRA, E.B.; CHAVES, C.L.; CARVALHO, J.M.; OLIVEIRA, J.G.; ANJOS, G.C.; SILVA, H.R.. *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas*

geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Belém, 2008 – CPRM.

WINGE, C. SCHOBENHAUS *et al.* M) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. 2007.

WRIGHT, V.P. A Revised Classification of Limestones. *Sedim. Geology.*, v. 76, p 177-185. 1992.

YANIN, B. T.; BARABOSHKIN, E. YU. Thalassinoides Burrows (Decapoda Dwelling Structures) in Lower Cretaceous Sections of Southwestern and Central Crimea. In: *Stratigraphy and Geological Correlation*, 2013, Vol. 21, No. 3, pp. 280–290. Pleiades Publishing, Ltd., 2013.,