



**Petrografia dos Calcários Recifais da Formação Tambaba (Eoceno), Bacia da Paraíba, Brasil**  
Petrography of Reef Limestones of the Tambaba Formation (Eocene), Paraíba Basin, Brazil

Vladimir de Araújo Távora<sup>1</sup>; Jaime Joaquim Dias<sup>1</sup>;  
Oswaldo José Correia Filho<sup>2</sup> & José Antônio Barbosa<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Laboratório de Paleontologia,  
Rua Augusto Correa 01, Bairro Guamá, Caixa Postal 1611, 66075-110, Belém, PA, Brasil.

<sup>2</sup>Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Departamento de Geologia, Laboratório de  
Sismoestratigrafia, Rua Acadêmico Hélio Ramos s/n, 50740-530, Cidade Universitária, Recife, PE, Brasil.

E-mails: vladimir@ufpa.br; jaimejoaquimdias@gmail.com; osv.correia@yahoo.com.br; barboant@hotmail.com

Recebido em: 24/10/2017 Aprovado em: 21/11/2017

DOI: [http://dx.doi.org/10.11137/2017\\_3\\_340\\_358](http://dx.doi.org/10.11137/2017_3_340_358)

## Resumo

Este trabalho trata sobre a caracterização petrográfica dos calcários recifais da Formação Tambaba. Foi identificada a microfácies biomicrito dolomitizado nas camadas correspondentes ao estágio colonização de acreção recifal, enquanto no estágio diversificação as microfácies pelbiomicrito dolomitizado, biomicrito dolomitizado e biolitito dolomitizado (núcleo recifal), biomicrito dolomitizado (superfície de superposição recifal), biointramicrito e biointramicrito dolomitizado (flancos recifais). Por fim, no estágio domínio foi reconhecida a microfácies pelbiomicrito. Os depósitos carbonáticos recifais constituem uma sequência regressiva provavelmente formada em plataforma muito rasa em condições de baixo influxo de sedimentos, durante o estágio de estabilização do nível de base na posição mais baixa do nível do mar em sistema de trato baixo. Os recifes superpostos e a grande concentração de galerias icnofossilíferas sugerem que este pulso transgressivo foi marcado por lentas oscilações do nível do mar, influenciadas pela queda do nível eustático global, e eventos tectônicos locais nas sub-bacias Alhandra e Miriri. A baixa representatividade numérica fossilífera é resultante da ação intensa dos processos diagenéticos locais principalmente compactação mecânica, dolomitização, dedolomitização, dissolução na rocha como um todo pelos fluidos percolantes e dissolução local de  $\text{CaCO}_3$  já precipitado nos poros, além da substituição de calcita por sílica, que dissolveram grande parte dos restos de espécimes da biocenose original. Os poucos elementos preservados parecem ser autóctones, representando a composição taxonômica original do recife, sugerindo que a biocenose não foi alterada significativamente.

**Palavras-chave:** Formação Tambaba; microfácies deposicionais; recife

## Abstract

This work concerns with the detailed petrographic studies of the reef limestones of Tambaba Formation. A dolomitized biomicrite microfacies at colonization stage, dolomitized pelbiomicrite, dolomitized biomicrite and dolomitized biolithite (reef core), dolomitized biomicrite (superposition reef surface), biointramicrite and dolomitized biointramicrite (fore reef), all in diversification stage. Finally, in domination stage was defined the pelbiomicrite microfacies were identified. The reef carbonatic rocks constitute a regressive sequence deposited in shallow marine platform with low sedimentation rate during the establishment of a low stage. The superimposed reefs and ichnofossils content suggest sea level oscillations controlled by changes at global eustatic events and regional tectonic in Alhandra and Miriri sub-basins. The low quantity of biotic constituents explain the intense influence of the diagenetic processes: mechanical compaction, dolomitization, dedolomitization, dissolution and local dissolution of  $\text{CaCO}_3$  precipitated in pores as well as replacement of the calcite by silica, that appears to have dissolved many specimens but the structure of the primary biocenosis was preserved.

**Keywords:** Tambaba Formation; depositional microfacies; reef

## 1 Introdução

A Formação Tambaba é a unidade litoestratigráfica da Bacia da Paraíba composta por rochas carbonáticas representativas de deposição em ambiente marinho recifal (Figura 1). Proposta por Correia Filho *et al.* (2015), este conjunto litofaciológico faz parte da sequência deposicional transgressiva correlacionável com a reconhecida nas demais bacias costeiras do Brasil, ainda que sem o registro dos evaporitos da fase proto-oceânica e a espessa seção clástica da fase marinha franca (Córdoba *et al.*, 2007). Na pesquisa de formalização da unidade Tambaba, além de serem cumpridas as condições previstas no

Código de Nomenclatura Estratigráfica, os autores abordaram o contexto estratigráfico, estrutural e litofaciológico destas rochas, incluindo neste último as descrições macroscópicas e microscópicas, onde foram reconhecidas três litofácies e as microfácies deposicionais doloesparito, intraesparito e rudstone.

Foram individualizados quatro corpos recifais, Jacumã- Carapibus, Tabatinga, Coqueirinhos e Tambaba, formados concomitantemente durante o último pulso regressivo no Eoceno da Bacia da Paraíba (Figura 1). Neste trabalho é apresentada a minuciosa caracterização petrográfica dos calcários recifais, e sua posterior contextualização com a gênese, desenvolvimento e os estágios de formação deste particular ecossistema.

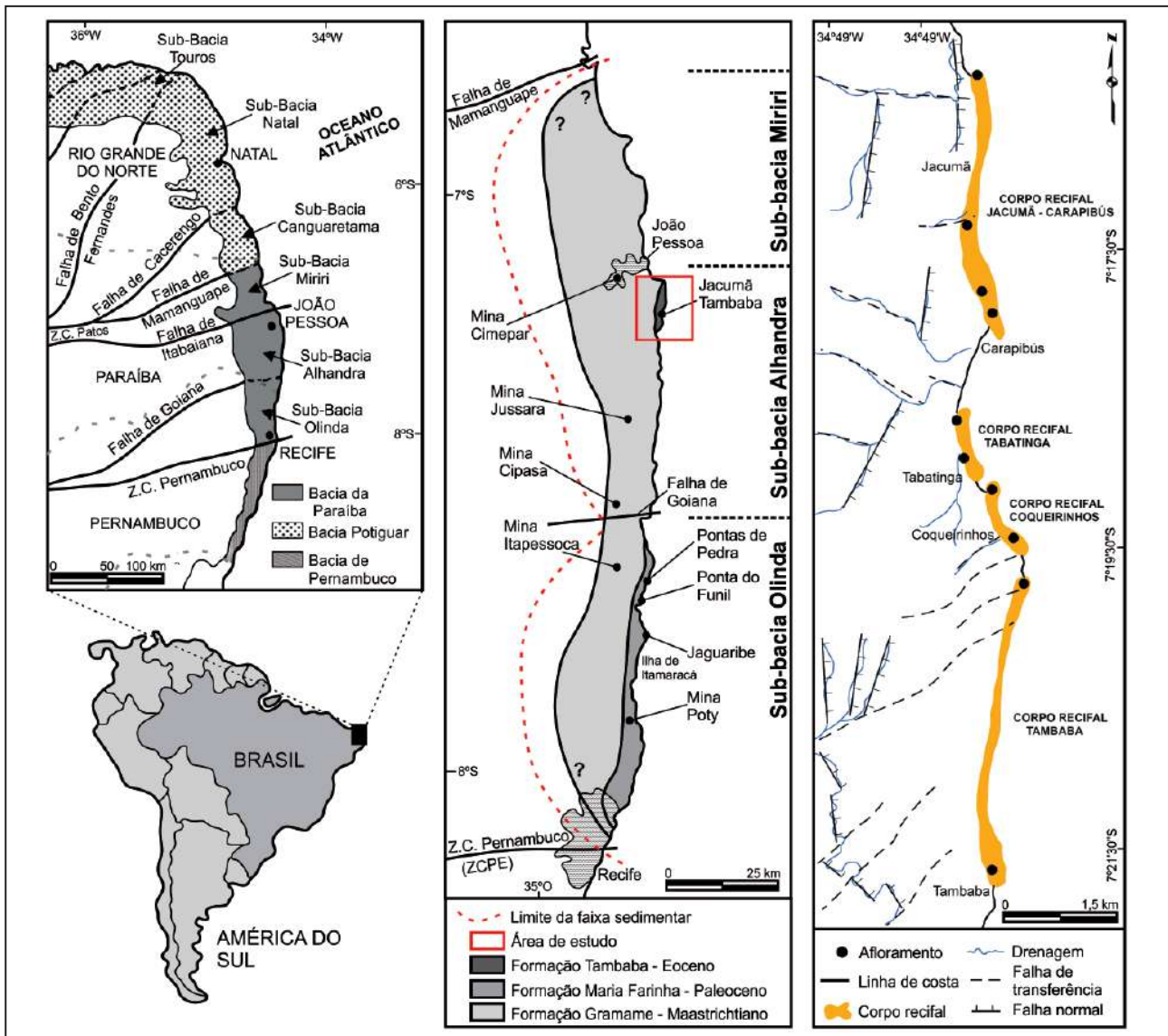


Figura 1 Mapa de localização da Bacia da Paraíba e área da Formação Tambaba (modificado de Barbosa *et al.*, 2006).

## 2 Materiais e Métodos

As amostras dos corpos recifais estudados (Figura 2) foram coletadas em trabalho de campo realizado em setembro de 2016, ao longo da faixa costeira norte entre as praias de Jacumã e Tambaba, estado da Paraíba (07° 21' 51" S, 34° 47' 52" O). Com base nos perfis estratigráficos elaborados e a classificação das rochas em campo, foram confeccionadas 42 lâminas delgadas representativas de todos os níveis estratigráficos individualizados, além da reanálise de outras oito, examinadas previamente por O. J. Correia Filho na pesquisa que culminou com a proposição da unidade Formação Tambaba. A análise petrográfica das características gerais e detalhadas tanto da composição quanto

da textura dos clastos e constituintes aloquímicos, foi realizada em microscópio petrográfico AXIO Scope 1, enquanto seu registro fotográfico foi obtido mediante software LEICA Application Suite V 4.6 acoplado ao microscópio LEICADM2700P. Todas as lâminas estão catalogadas na coleção do Laboratório de Sismoestratigrafia (SISMOS) do Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco (DGEO-CTG-UFPE). Para a classificação e individualização das microfácies foram adotadas as propostas de Dunham (1962), Folk (1974), Embry & Klovan (1971) e Flügel (2010). A nomenclatura morfológica e a classificação dos constituintes aloquímicos seguiu principalmente a proposta de Wray (1977) e Scholle & Ulmer-Scholle (2003).



Figura 2 Corpos recifais estudados: 1. Jacumã- Carapibus; 2. Tabatinga; 3. Coqueirinhos; 4. Tambaba; 5. Superfície de superposição recifal.

A codificação geral das lâminas petrográficas é EX-CY-Z (E- estágio; X- estágio de acreção recifal, sendo C- colonização, DI- diversificação, DO- domínio; C- corpo recifal; Y- nome do corpo recifal, sendo J- Jacumã- Carapibus, T- Tabatinga, CQ- Coqueirinhos e TB- Tambaba; Z- número de amostra laminada.

### 3 Geologia

A Bacia da Paraíba ocorre no nordeste brasileiro, ocupando uma área continental com cerca de 7600 km<sup>2</sup> e mais 31400 km<sup>2</sup> de área oceânica, ao longo da plataforma continental, e apresenta uma completa sequência carbonática do intervalo Cretáceo - Paleógeno. A história deposicional destas rochas começam com a Formação Beberibe, seguida pelas unidades Itamaracá, Gramame e Maria Farinha, acumuladas em uma rampa carbonática distal (Nascimento-Silva *et al.*, 2011).

Os calcários recifais aflorantes na região costeira do Estado da Paraíba foram atribuídos com reservas à Formação Maria Farinha, em razão de apresentar litofaciologia, paleofauna e correspondente ambiental deposicional distintos das características observadas nas seções de superfície e subperície. O contexto distinto e peculiar desta seção tem sido muito discutido ao longo do tempo, e estas rochas foram tratadas informalmente do ponto de vista estratigráfico como Formação Maria Farinha Superior (Beurlen (1967a; 1967b; Oliveira, 1978; Almeida, 1989; Almeida, 2000; Barbosa *et al.*, 2006).

Com base nos aspectos litofaciológicos, paleontológicos, biocronológicos e deposicionais, bem como todos os outros requisitos necessários para formalização de unidades litoestratigráficas, Correia Filho *et al.* (2015) propuseram a individualização dos depósitos carbonáticos nomeados informalmente de Formação Maria Farinha Superior (Beurlen, 1967a) como Formação Tambaba. Estes depósitos, localmente acamadados, com aspecto coquinóide e ruiforme, estão expostos nas sub-bacias de Alhandra e Miriri, no norte da Bacia do Paraíba, ao longo das faixas de praias e intermarés, entre as praias de Jacumã e Tambaba, a cerca de 15 km ao sul da cidade de João Pessoa (Beurlen, 1967a; Almeida, 2000, 2007; Costa *et al.*, 2001).

A sua separação da Formação Maria Farinha clássica se dá por um limite de sequencias, cuja deposição deve ter acontecido durante um evento transgressivo influenciado por baixas taxas de sedimentação durante o Eoceno, e que se sobrepôs à superfície erosiva formada durante a regressão forçada anterior (limite de sequencia ligado à regressão do Paleoceno). Os seus aspectos gerais sugerem deposição relacionada a um período de formação de sistemas costeiros restritos, especificamente em plataforma rasa e restrita com baixa taxa de sedimentação, durante um evento de transgressão de menor magnitude, com recobrimento da superfície erosiva subjacente (Correia Filho *et al.*, 2015). Do ponto de vista espacial, os calcários recifais da Formação Tambaba estão sobrepostos aos depósitos do Maastrichtiano da Formação Gramame, uma vez que durante a regressão forçada no Daniano, os registros da Formação Maria Farinha não foram preservados. O seu limite superior é marcado pelos depósitos siliciclásticos miocênicos continentais da Formação Barreiras e coberturas sedimentares recentes (Barbosa, 2004; Barbosa *et al.*, 2006; Correia Filho *et al.*, 2015).

Nesta unidade litoestratigráfica, observa-se uma alternância entre camadas intercaladas de construções recifais algálicas, e níveis de moldes e contramoldes de bivalvíos e gastrópodes. As litofácies calcissiltito com laminação plano-paralela e cruzada, calcarenito com moldes de bivalvíos e gastrópodes, calcilutito com estrutura de crescimento algálica laminar e calcirrudito maciço, com matriz recristalizada e moldes de bivalvíos estão relacionadas respectivamente a ambientes praial, inter-recifal a lagunar, lagunar restrito e lagunar um pouco mais profundo. Petrograficamente foram caracterizadas as microfácies doloesparito à bioclasto, intraesparito e rudstone à bioclasto, formadas provavelmente em sistemas de núcleos recifais, recifes de franjas, praias e lagunas restritas, com acúmulo de sedimentos e bioclastos em zonas inter-recifais, e escasso aporte de siliciclásticos oriundos do continente (Correia Filho *et al.*, 2015).

Almeida (2000, 2007) caracterizou a composição taxonômica e paleoecologia de sua malacofauna e coralinofauna com muitas espécies similares aos da unidade Maria Farinha, bem como da intensa trama icnofossilífera de organismos raspadores e perfuradores de *hardgrounds*.

#### 4 Recifes

Recife é um depósito sedimentar específico, correspondendo a um termo que denota qualquer acumulação carbonática influenciada por meio biológico, e que tem alcance acima do nível do mar, resistente a ação das ondas, às vezes confundido com biohermas e bióstromos, os correspondentes dos atuais recifes (Davis Jr, 1983). Composto predominantemente por organismos que secretam grande quantidade de carbonato de cálcio, que utilizam como superfície de fixação os restos de outros que ali viveram ao longo do tempo, o recife não é exatamente um produto de sedimentação física, sendo muito mais a expressão física de uma comunidade orgânica que se desenvolveu em um determinado lugar durante um certo intervalo de tempo (Davis Jr, 1983; James, 1983).

Para o estudo dos recifes pretéritos é essencial a integração entre os dados litológicos e paleontológicos. Entretanto, as comparações entre os bioconstrutores fósseis e modernos nem sempre podem ser realizadas, dificultando a interpretação sobre o conteúdo fóssilífero no contexto do sistema deposicional recifal. Muitos recifes antigos exibem uma sucessão vertical de lito e biofácies, começando com uma acumulação bioclástica basal, seguida por colonização de construtores estruturais que se tornam crescentemente diversos para o topo, e culminam em uma unidade de organismos incrustantes com baixa diversidade específica (Davis Jr, 1983). Assim é possível afirmar que existe nos recifes uma contínua sucessão ecológica, onde cada fase ou estágio possui litologia e assembleia orgânica própria, bem como distintas formas de desenvolvimento. Assim os estágios de acreção recifal são: I. estabilização-caracterizado por acumulações de areias calcárias esqueléticas compostas por fragmentos de carapaças de invertebrados maciços (corais, poríferos, briozoários e algas vermelhas ramificadas) e, tapetes de algas verdes, que servem como substrato para organismos sésseis; II. colonização- nível pouco espesso do recife, que reflete a colonização inicial por metazoários ramificados e incrustantes, construtores principais dos recifes (algas, briozoários, poríferos e corais). A diversidade específica e a representatividade numérica são baixas, sendo que as formas ramificadas abrem nichos menores que podem ser ocupados por outras formas sésseis e incrustantes. Aqui tem-se a formação do primeiro estágio do ecossistema recifal; III. diversificação- compreende

a maior parte da massa recifal, onde a construção começa a crescer vertical e lateralmente em direção a superfície da água. O número de táxons dobra em relação ao estágio anterior, e observam-se maior variedade em tipos de crescimento (Davis Jr, 1983). Com isso a estrutura recifal aumenta sua área, sendo produzidas cavidades e superfícies que propiciam fluxos de restos de organismos produtores de mais carbonato de cálcio, fazendo o recife se desenvolver mais rapidamente; e IV. domínio (clímax)- a mudança para este estágio é abrupta, sendo pois uma unidade definida por um calcário com baixa diversidade específica com organismos incrustantes a laminados. Percebe-se a alta energia do meio e o efeito das ondas na sua parte mais superior, quando se forma uma camada de rudstone (Davis Jr, 1983; James, 1983; Tucker & Wright, 1990; Riding, 2002). Os estágios I, II e III parecem refletir uma sucessão autogênica, já que cada estágio prepara o meio para o próximo, pois cada comunidade altera o ambiente para que outra adaptada às novas condições ocupe com êxito o ecoespaço. Já no estágio IV a sucessão seria alogênica, porque o desenvolvimento do recife gera condições de energia progressivamente mais alta e batimetria cada vez mais rasa (Tucker & Wright, 1990).

As estruturas recifais no registro fóssilífero podem não corresponder a uma estrutura única, mas corresponder a uma série de recifes superpostos ou empilhados, que cresceram no topo uns dos outros no mesmo lugar. Os episódios de crescimento individual de um recife são comumente separados por períodos de exposição, refletida na rocha por intensa diagênese, horizontes de calcretes ou paleosolos. Quando então o oceano recobre estas exposições o crescimento de um novo recife começa no estágio de diversificação, pois já existe um substrato duro e elevado (Dunham, 1970; Davis Jr, 1983).

O trabalho de campo permitiu a individualização de quatro corpos recifais, variando entre 2 m (Coqueirinhos) e 10 m (Tambaba), com até três superfícies de superposição recifal. Nos corpos Tabatinga e Tambaba foram individualizados respectivamente os estágios de acreção recifal colonização e domínio (Figura 3). Além disso foram reconhecidos flancos recifais nos corpos Jacumã- Carapibus e Coqueirinhos. Em termos de macrofósseis foram identificados gastrópodes e rodólitos algálicos, além de tramas de galerias de icnofósseis do icnogênero *Ophiomorpha* (Figura 4).

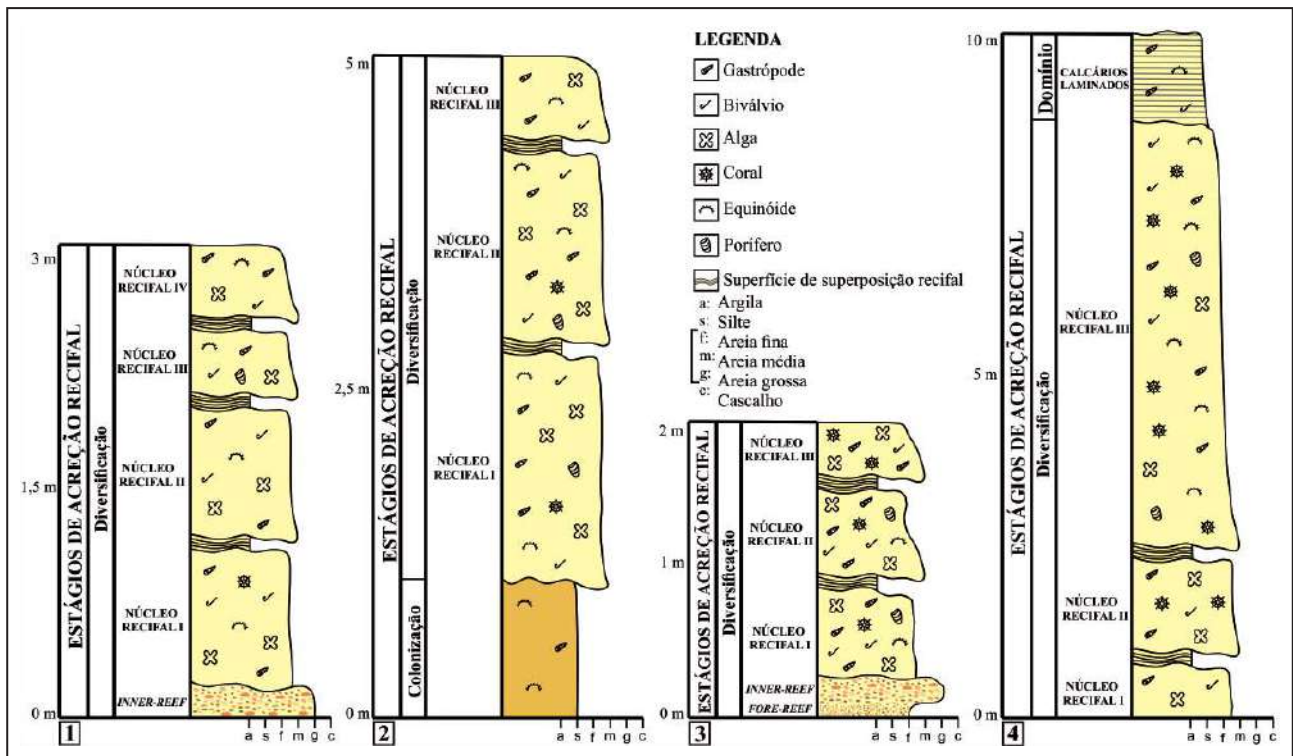


Figura 3 Perfis geológicos dos corpos recifais estudados: 1. Jacumã- Carapibus; 2. Tabatinga; 3. Coqueirinhos; 4. Tambaba.

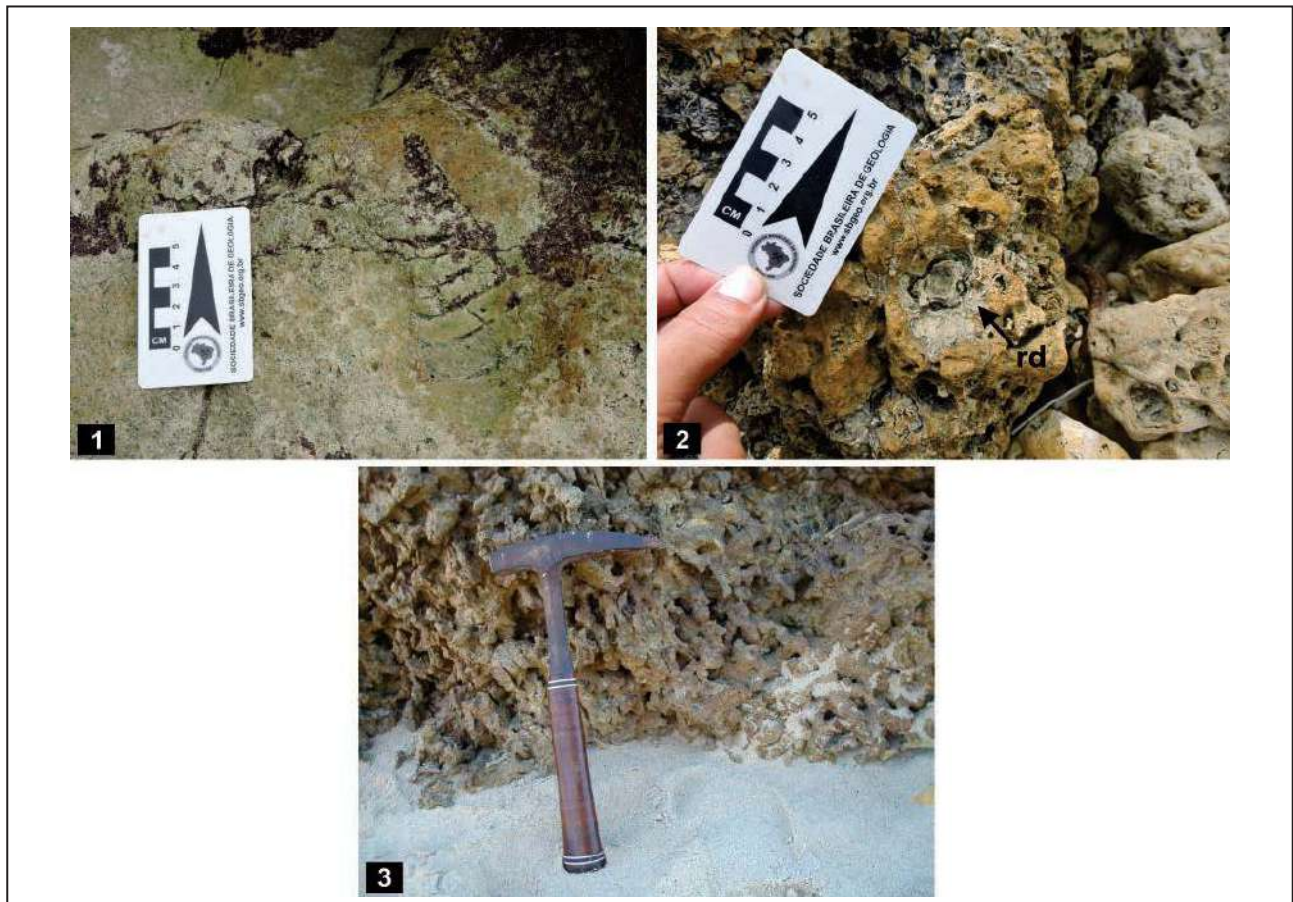


Figura 4 Macrofósseis identificados nos corpos recifais estudados: 1. Gastrópode; 2. Rodólitos algálicos; 3. Galerias de icnofósseis do icnogênero *Ophiomorpha*.

## 5 Petrografia

O exame petrográfico das rochas que compõem o sistema de recifes em franja da Formação Tambaba revelou a caracterização de uma microfácies deposicional no estágio de colonização da construção recifal, sete na fase de diversificação do ecossistema recifal e uma microfácies na etapa de

domínio da acreção recifal, com pequenas variações texturais e composicionais. Os constituintes alóquemes estão representados por fragmentos de algas calcárias (dominantes), poríferos, corais, bivalvíos, gastrópodes e equinóides, bem como pelotas fecais e estruturas de bioturbação (Figura 5), além de reduzida contribuição siliciclástica.

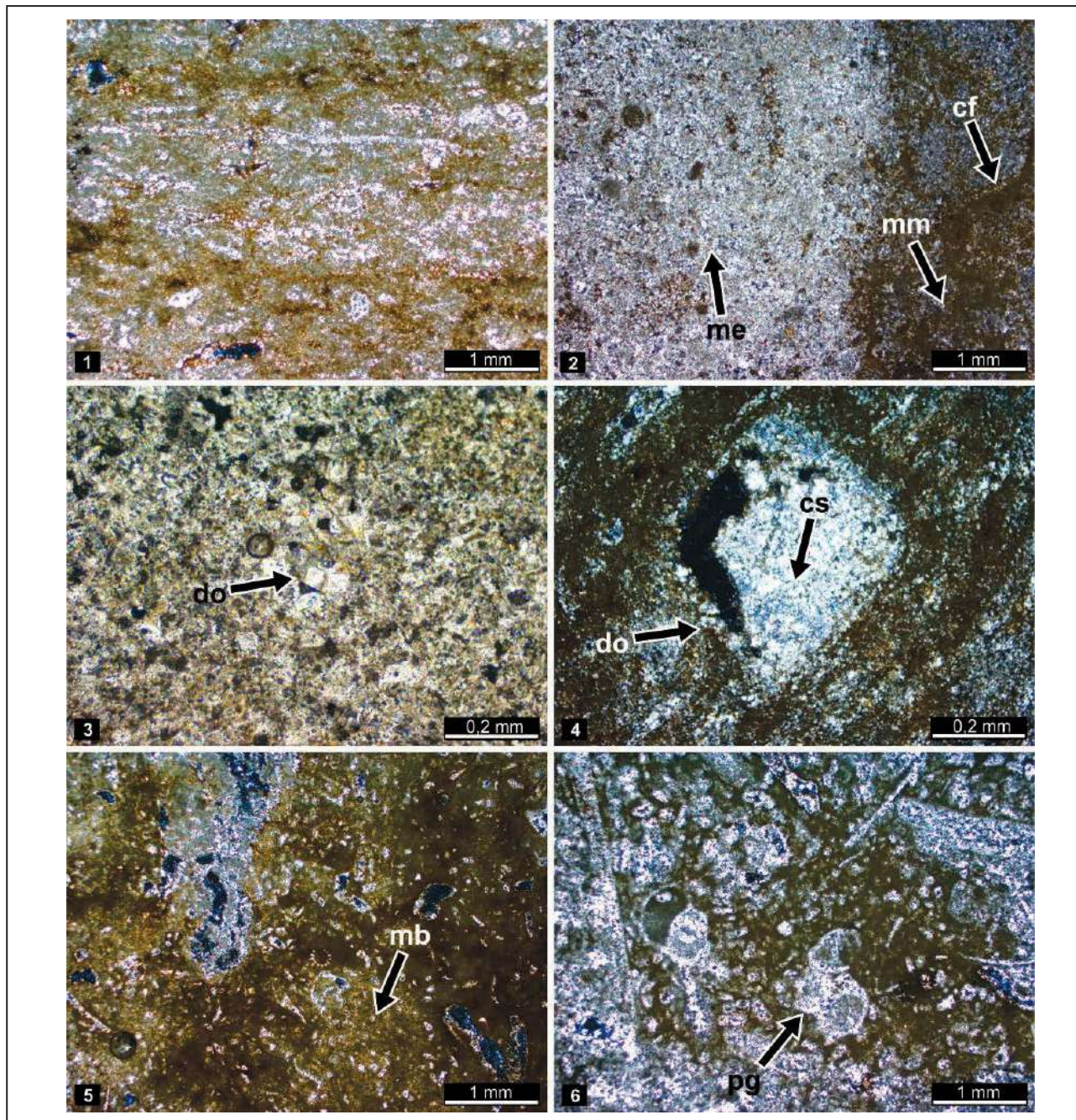


Figura 5 - 1. Intercalação entre matriz micrítica (mm) e laminações algálicas- microfácies pelbiomicrito dolomitizado; 2. Matriz micrítica (mm) neomorfozizada para cimento microespático (me) e cimento de óxido/hidróxido de ferro provavelmente de origem intempérica (cm)- microfácies pelbiomicrito dolomitizado; 3. Mosaicos hipidiotrópicos de cristais romboédricos de dolomita (do)-microfácies biomicrito dolomitizado; 4. Dedolomitização definida por cristal de dolomita (do) substituída em seu interior por calcita espática (cs)- microfácies pelbiomicrito dolomitizado; 5. Matriz biogênica (mb) constituída por organismos bioconstrutores (algas) maciços (microfácies biolitito dolomitizado); 6. Poros *growth framework* (pg) preenchidos por cimento carbonático- microfácies biolitito dolomitizado.

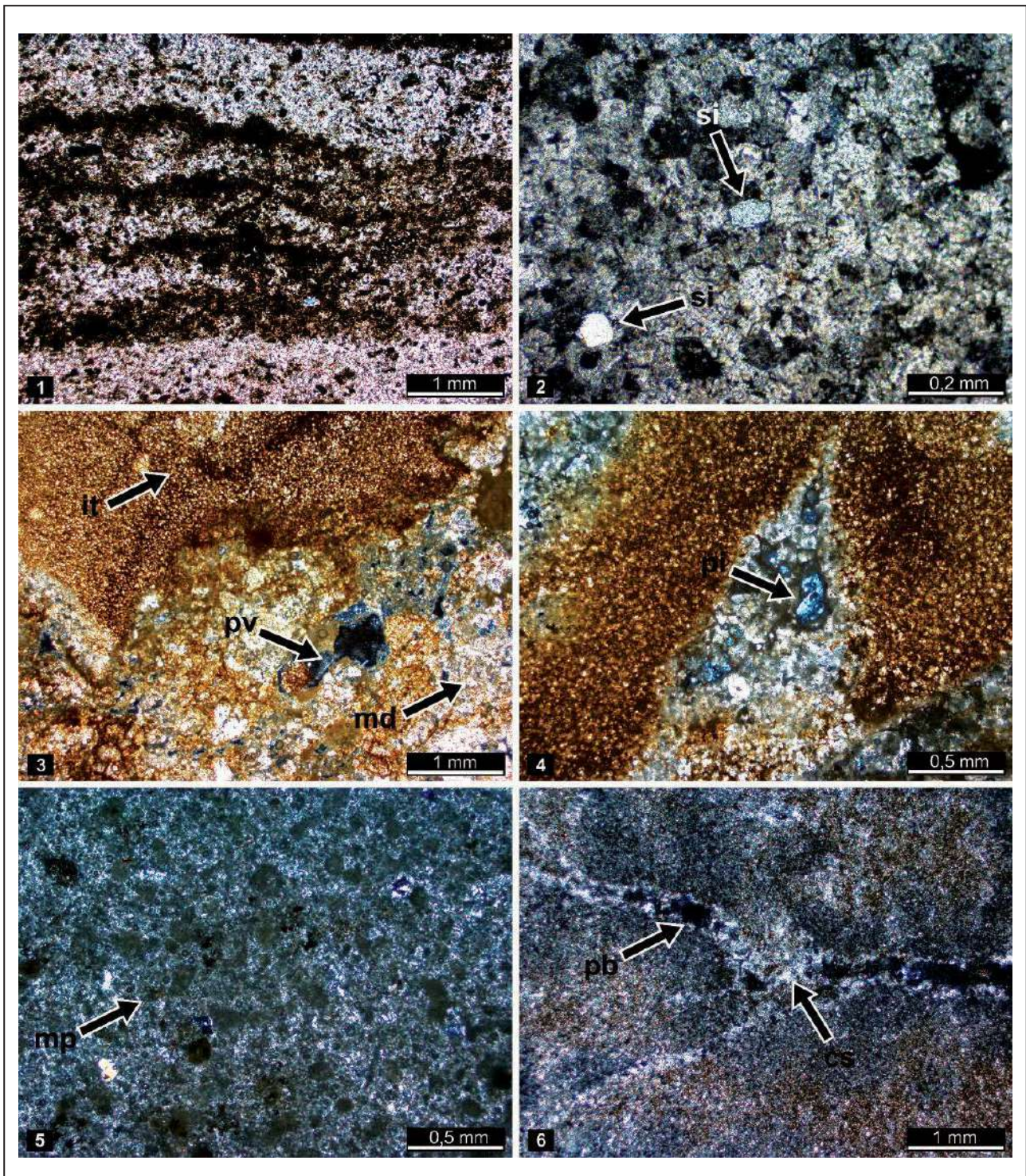


Figura 6 – 1. Alternância entre laminações algálicas incrustantes e matriz micrítica- microfácies biolitito dolomitizado; 2. Grãos siliciclásticos sinsedimentares (si)- microfácies biomicrito dolomitizado; 3. Matriz dolomitizada (md), intraclasto (it) e poros vulgares (pv)- microfácies biointramicrito dolomitizado; 4. Matriz dolomitizada (md), intraclasto (it) e poros intercrystalinos (pi)- microfácies biointramicrito dolomitizado; 5. Matriz peloidal (mp)- microfácies biopelmicrito dolomitizado; 6. Porosidade biológica bifurcada (pb) cujos poros estão preenchidos por calcita espática (cs)- microfácies pelbiomicrito dolomitizado.



## 5.1 Estágio Colonização

Biomicrocristo dolomitizado (Folk, 1974) / Dolomudstone fossilífero (Dunham, 1962; Embry & Klovan, 1971): rocha com arcabouço sustentado por matriz dolomitizada (90 – 95%) texturalmente homogênea, e constituintes aloquímicos (5 – 10%) pouco abundantes e mal preservados. A matriz da rocha é definida por microcristo de coloração marrom escura e brilho fosco, parcialmente a totalmente dolomitizado devido à formação de mosaicos de cristais incolores e romboédricos de dolomita com textura idiotópica e granulometria variando de areia muito fina a fina. Também ocorrem domínios definidos por cimento de óxido/hidróxido de ferro tardio, maciço, homogêneo, sem diferenciação de cristais e de coloração laranja avermelhada, preenchendo porosidades entre os cristais romboédricos de dolomita. Os bioclastos apresentam-se em granulometria variando de areia fina a grossa (máximo de 9 mm de comprimento e 4 mm de largura). O litotipo apresenta porosidade baixa (4 – 5%) representada predominantemente por poros fenestrais com 1 mm de comprimento e 0,2 mm de largura, e subordinadamente por poros vulgares e moldicos de gastrópodes, sendo todos com preenchimento moderado a alto por cimento. Os aspectos texturais e mineralógicos dos constituintes desta rocha sugerem processo de dolomitização substituindo a sua composição original.

Observações: Esta microfácies tem ocorrência restrita ao corpo Tabatinga (lâminas EC-CT-01A, EC-CT-01B).

## 5.2 Estágio Diversificação

### 5.2.1 Núcleo Recifal

Pelbiomicrocristo dolomitizado (Folk, 1974) / *Dolowackestone* fossilífero (Dunham, 1962; Embry & Klovan, 1971): rocha definida por alternância entre laminações algálicas e domínios sustentados por matriz micrítica dolomitizada (55 – 85%), bem como distribuição heterogênea de somatofósseis (20 – 25%) e pelotas fecais (2 – 3%). Os constituintes aloquímicos terrígenos são ausentes devido ao predomínio da sedimentação recifal de origem carbonática biogênica. O microcristo ocorre como calcita microcristalina de coloração variando entre diversos tons de marrom de acordo com a concentração de

matéria orgânica, tanto no arcabouço da rocha quanto no interior ou bordas de bioclastos, onde se dispõe como envelopes milimétricos. A matriz micrítica apresenta alternâncias de laminações irregulares, finas, contíguas e onduladas com domínios neomorfizados de microesparito de até 6 mm de comprimento. A matriz micrítica e os fragmentos bioclásticos estão substituídos por cristais incolores, límpidos e romboédricos de dolomita, com faces cristalinas subédricas a euédricas, duas direções de clivagens bem visíveis e granulometria variável de areia muito fina a fina, definindo textura idiotópica equigranular. Estas feições atestam dolomitização, enquanto que cristais romboédricos de dolomita com até 2 mm de comprimento substituídos por mosaicos de calcita espática em seu interior indicam dedolomitização. Os contatos retilíneos ou côncavo-convexos dos cristais de dolomita sugerem efeitos de compactação química. A microfácies aqui descrita apresenta aproximadamente 10 a 15% de poros, intergranulares e fenestrais com tamanhos e formas variados, bifurcados, ramosos e cimentados em suas bordas por dolomita. Além disso ocorrem poros *burrow*, que formam tubos retos a recurvados, paralelos entre si, interligados, bifurcados e preenchidos por cimento. Também foi individualizada porosidade móldica, vulgar e intercristalina, parcialmente cimentados por dolomita em suas bordas, que pode caracterizar porosidade secundária, e fases diagenéticas mais tardias de cimentação na rocha. Os somatofósseis apresentam distribuição homogênea no arcabouço da rocha, são de moderadamente a mal selecionados, com granulometria variando de areia muito fina a grossa. De modo geral foram obliterados pela dolomitização e dedolomitização, e são reconhecidos pela preservação de envelopes de calcita microcristalina marrom escura, ou como aglomerados de cristais de cimento que mantém o contorno morfológico característico.

Observações: Esta microfácies ocorre nos corpos Jacumã – Carapibús (EDI-CJ-01, EDI-CJ-02A, EDI-CJ-02B, EDI-CJ-04A, C1-04B, EDI-CJ-04C, EDI-CJ-06A, EDI-CJ-06B, EDI-CJ-06C), Tabatinga (EDI-CT-04A, EDI-CT-04B) e Coqueirinhos (EDI-CCQ-09A, EDI-CCQ-09B), sendo que o padrão de porosidade associado às feições de bioturbação (poros *burrow* e *boring*) é principalmente reconhecido nos calcários descritos do corpo Tabatinga.

Biomicro dolomitizado (Folk, 1974) / *Dolopackstone* fossilífero (Dunham, 1962; Embry & Klovan, 1971): rocha de arcabouço sustentado por fragmentos de fósseis corpóreos (60 – 70%) imersos em matriz micrítica dolomitizada (30 – 40%). É muito similar à *dolowackstone* fossilífero, distinguindo-se pela maior abundância de restos esqueléticos, ausência de pelóides e menor preservação de porosidade primária e secundária. Esta rocha apresenta pequena porosidade (<5%), predominantemente dos tipos vulgares, e intergranulares preenchidos por diminutos cristais de cimento. A porosidade primária pode ter sido reduzida pelo intenso processo de cimentação e dolomitização.

Observações: Esta microfácies tem ocorrência restrita ao corpo Jacumã – Carapibus (lâminas: EDI-CJ-05A, EDI-CJ-05B, EDI-CJ-05C).

Biolito dolomitizado (Folk, 1974) / *Doloframestone* (Embry & Klovan, 1971): rocha de arcabouço sustentado por organismos construtores maciços com esqueleto rígido (50 – 60%), imersos em matriz definida por mosaicos de calcita microcristalina (20 – 35%). Os constituintes alóquemes estão representados também por outros restos esqueléticos (5 – 30%) e icnofósseis (2 – 3%), sem grãos siliciclásticos. A matriz pode ocorrer como agregados microcristalinos de origem biogênica e coloração marrom escura, diretamente associada à atividade dos organismos construtores do esqueleto recifal, ou neomorforizada para microesparito. A cimentação da rocha restringe-se à neomorforização da lama carbonática para microesparito, e à presença de franjas e mosaicos de cimento associado às carapaças de invertebrados. Também foram observados cristais romboédricos de dolomita espática preenchendo as bordas de poros primários e secundários, por vezes formando franjas hipidióticas. A porosidade desta rocha é preferencialmente primária (10 – 15%), cujos poros estão associados à morfologia dos organismos construtores *growth framework*, ou organismos perfuradores e perfuradores como *burrow* e *boring*. Também foram reconhecidos poros fenestrais, vulgares e raros móldicos associados a carapaças de bivalvíos. Os elementos bioconstrutores são representados predominantemente por algas e corais, além de poríferos e briozoários, compostos por calcita microcristalina marrom escura e textura maciça.

Observações: Esta microfácies ocorre nos corpos Tabatinga (EDI-CT-02, EDI-CT-03), Coqueirinhos (EDI-CCQ-07, EDI-CCQ-08A, EDI-CCQ-08B) e Tambaba (EDI-CTB-01, EDI-CTB-02, EDI-CTB-03, EDI-CTB-04, EDI-CTB-05). Os carbonatos de Tambaba apresentam maior abundância de fragmentos de corais e restos esqueléticos de maiores dimensões, e os do corpo recifal Tabatinga apresentam maior quantidade de icnofósseis, e consequentemente porosidades biológicas *burrow* e *boring*.

Biolito dolomitizado (Folk, 1974) / *Dolobindstone* peloidal (Embry & Klovan, 1971): rocha definida por arcabouço sustentado por laminações algáticas incrustantes (20 – 25%) alternadas com matriz peloidal micrítica maciça (50 – 55%), constituintes alóquemes (10 – 15%) e grãos terrígenos (2 – 5%). Os níveis de matriz peloidal micrítica são definidos por lama carbonática neomorforizada para microesparito e pelotas fecais micríticas de coloração marrom escura, sem estruturação interna definida, granulometria areia muito fina a fina e textura grumosa. Também foram reconhecidos diminutos cristais romboédricos e incolores de dolomita espática em textura idiotópica, bem como pequenos cristais de calcita espática substituindo o interior de romboedros de dolomita, caracterizando fases tardias de dedolomitização. Os grãos siliciclásticos são representados por quartzo e feldspato moderadamente a bem selecionados, subarredondados e granulometria variando de areia muito fina a fina, distribuídos homogênea na rocha. A porosidade é muito baixa (2 – 3%), com poros vulgares e intergranulares não ultrapassando 0,02 mm de diâmetro. Os bioclastos são pouco frequentes, representados por laminações algáticas, fragmentos de bivalvíos, gastrópodes, algas e briozoários com carapaça neomorforizada para microesparito e morfologia básica preservada devido ter sido envolvida por envelopes micríticos.

Observações: Esta microfácies tem ocorrência restrita ao corpo Tambaba (lâminas: EDI-CTB-06, EDI-CTB-07).

## 5.2.2 Superfície de Superposição Recifal

Biomicro dolomitizado com terrígenos (Folk, 1974) / *Dolomudstone* com terrígenos (Dunham, 1962; Embry & Klovan, 1971): rocha

caracterizada por laminações suavemente onduladas a irregulares e arcabouço sustentado por micrito dolomitizado (80 – 90%), com textura e composição homogênea. Os constituintes aloquímicos são pouco representativos, incluindo restos esqueléticos (2 – 4%) e grãos terrígenos (6 – 8%), sendo estes últimos possíveis elementos dos fluxos de sedimentos detriticos trazidos pela ação de ondas nos períodos de oscilações do nível do mar. O micrito compõe uma lama carbonática de coloração marrom clara, neomorfizado para microesparito branco amarelado com faces cristalinas límpidas. A matriz micrítica apresenta-se intensamente dolomitizada, com formação de cristais idiotópicos, romboédricos e incolores de dolomita espática com granulometria variando de areia muito fina à média, por vezes formando contatos côncavo-convexos entre si. Também foram reconhecidos cristais de dolomita espática substituindo franjas de calcita em fragmentos de fósseis corpóreos e preenchendo o seu interior, além de terem sido observadas porosidades secundárias, sugerindo alta circulação de fluidos durante as fases diagenéticas. Os grãos terrígenos variam de areia muito fina a fina, e são os constituintes mais abundantes, representados por cristais subangulosos a angulosos de plagioclásios com maclamento albita, feldspatos potássicos com maclamento *carlsbad* e grãos de quartzo monocristalinos. A grande contribuição siliciclástica em construções recifais pode indicar maior exposição das mesmas e consequente aumento da influência continental. Esta hipótese torna-se viável devido estas rochas representarem as porções laterais do núcleo recifal. A porosidade desta rocha é representada por poros vulgares milimétricos (5 – 8%) de origem secundária. Os bioclastos também são pouco abundantes, representados por fragmentos obliterados de gastrópodes, bivalvíos e outros grupos indiferenciados, sugeridos pela preservação do envelope micrítico de coloração marrom escura.

Observações: Esta microfácies foi descrita nos corpos Jacumã – Carapibús (EDI-CJ-03A, EDI-CJ-03B, EDI-CJ-03C), Tabatinga (EDI-CT-05), Coqueirinhos (EDI-CCQ-06) e Tambaba.

### 5.2.3 Flancos recifais

Biointramicrito (Folk, 1974) / *Dolorudstone* com intraclastos (Dunham, 1962; Embry &

Klovan, 1971): rocha com arcabouço sustentado por intraclastos de *dolomudstone* fossilífero (50 – 60%) e fragmentos de fósseis corpóreos (10 – 15%) imersos em matriz micrítica dolomitizada (25 – 40%), correspondendo à parte proximal das zonas adjacentes aos núcleos recifais, com sedimentos transportados pela ação de fluxos gravitacionais (Davis Jr., 1983). A matriz micrítica evidencia transporte pouco significativo ou ausente, e está formada por lama carbonática de coloração marrom clara, neomorfizado para microesparito de coloração amarelo âmbar. Os indícios de recristalização e dolomitização correspondem a cristais romboédricos, incolores e idiotópicos de dolomita espática, com dimensões variando entre 0,2 a 0,6 mm e duas direções de clivagens bem visíveis. A dolomita espática também ocorre sob a forma de mosaicos milimétricos que contornam os intraclastos de *dolomudstones*, por vezes penetrando a estrutura destes constituintes devido à sua dissolução, e gerando contatos irregulares com a matriz. A litofácies em tela apresenta porosidade média a alta, principalmente associada à presença de grãos mal selecionados e subangulosos. São observados poros fenestrais e intergranulares, de origem deposicional, mais abundantes e com maiores diâmetros, e poros vulgares e intercristalinos, de origem diagenética, menos frequentes e com diâmetros inferiores. Os grãos siliciclásticos são materiais sinsedimentares pouco frequentes (1 – 2%), representados por grãos isolados de feldspatos, com bordas de dissolução e substituição por carbonatos, e grãos de quartzo monocristalinos subarredondados, tipificando a baixa influência de sedimentos detriticos e maior influência de sedimentos carbonáticos biogênicos nas zonas de flancos recifais. Os materiais esqueléticos são de granulometria variando entre areia fina a areia grossa, mal selecionados, pouco frequentes devido aos processos diagenéticos e intempéricos sofridos pela rocha, e micritizados, com formação de envelopes de calcita microcristalina de coloração marrom escura. Os intraclastos correspondem a fragmentos de *dolomudstones* fossilíferos subcirculares a subangulosos, mal selecionados, de coloração marrom alaranjada e granulometria variando entre areia média e cascalho, representando os sedimentos mais característicos de ambientes de alta energia como os recifais segundo Davis Jr. (1983), e podem ser considerados como fragmentos carbonáticos que foram erodidos e redepositados

na mesma sequência deposicional em que foram formados. A matriz micrítica destes intraclastos encontra-se dolomitizada, com formação de domínios de dolomita espática equigranular de textura idiotópica. Os materiais esqueléticos encontram-se disseminados no interior dos *dolomudstones*, sendo pouco preservados. Estes intraclastos correspondem a detritos carbonáticos que constituem o fluxo biogênico inconsolidado da zona distal dos flancos recifais, com sedimentos derivados do recife por meio de colapsos e correntes (Davis Jr., 1983).

Observações: Esta microfácies tem ocorrência restrita ao corpo Jacumã – Carapibús (lâminas: EDI-CJ-07B, EDI-CJ-07D).

Biointramicrito dolomitizado (Folk, 1974) / *Dolofloatstone* com intraclastos (Dunham, 1962; Embry & Klován, 1971): rocha com arcabouço sustentado por micrito (65 – 75%) e variações composicionais devido à presença de intraclastos de *dolomudstone*ossilífero (10 – 25%) e somatofósseis (10 – 15%) com aspectos texturais e descritivos similares à microfácies supradescrita, principalmente em relação aos caracteres associados à matriz, porosidade e ocorrência de grãos terrígenos. As diferenças consistem no maior grau de seleção e menor quantidade e diâmetro dos intraclastos e fragmentos de fósseis corpóreos presentes nos *dolofloatstone* com intraclastos, correspondendo aos fluxos recifais finos contíguos aos núcleos recifais. Esta região representa a porção com mergulho deposicional mais profundo, incluído também no estilo de acumulação carbonática deste ambiente.

Observações: Esta microfácies tem ocorrência restrita ao corpo Jacumã – Carapibús (lâminas: EDI-CJ-07A, EDI-CJ-07C).

### 5.3 Estágio Domínio

Biopelmicrito dolomitizado (Folk, 1974) / *Dolowackestone* peloidalossilífero (Dunham, 1962; Embry & Klován, 1971): rocha com arcabouço sustentado por micrito (50 – 70%), sem consideráveis variações texturais e composicionais. Os constituintes aloquímicos são frequentes, estando representados por moluscos e corais (5 – 10%), pelotas fecais (20 – 25%) e estruturas de bioturbação. A matriz micrítica O micrito consiste em mosaicos uniformes de calcita microcristalina de coloração marrom clara, sustentando o arcabouço da rocha. A matriz micrítica

apresenta-se neomorfizada para microesparito de coloração amarelo âmbar, que quando dissolvido forma poros móldicos e intercristalinos. Este microesparito substitui porções da lama carbonática e forma domínios com aproximadamente 0,05 mm de comprimento. Também ocorrem cristais romboédricos, inequigranulares e hipidiotópicos de dolomita espática, preenchendo poros intergranulares e intragranulares variáveis em dimensões de 0,03 a 0,06 mm. Os grãos siliciclásticos são pouco frequentes (1 – 2%), representados por cristais arredondados de quartzo monocristalino com extinção reta e granulometria areia fina. A ocorrência restrita destes componentes pode resultar de pulsos de sedimentação que interrompem a exposição dos corpos recifais durante as oscilações positivas do nível do mar. Os constituintes alóquemes são compostos por somatofósseis e traços fósseis representados por pelotas fecais aparentemente confinadas gravitacionalmente nos interstícios, e estruturas de bioturbação.

Observações: Esta microfácies tem ocorrência restrita ao corpo Tambaba (lâminas: EDO-CTB-08, EDO-CTB-09, EDO-CTB-10).

## 6 Constituintes Aloquímicos

### 6.1 Fósseis

Estes constituintes correspondem a fragmentos de poríferos, bivalvíos, gastrópodes, equinoides, e outros grupos indiferenciados, nas microfácies biomicrito dolomitizado, pelbiomicrito dolomitizado, biointramicrito. Os bioclastos variam em dimensões entre 0,5 a 2 mm, são de granulometria areia muito fina a fina, moderadamente selecionados. Apresentam-se envolvidos por envelopes milimétricos de calcita microcristalina de coloração marrom escura, ocasionais franjas de cimento, neomorfizados para calcita espática/microesparito ou substituídos por cristais de dolomita que preservam seu contorno geral. A baixa proporção de restos esqueléticos ao considerar o ambiente que esta rocha tipifica, provavelmente se dá devido às modificações sofridas pela rocha durante a diagênese e o intemperismo químico.

Os bioclastos mais importantes e abundantes nas rochas estudadas correspondem a laminações algálicas, registradas nas microfácies biolitito dolomitizado, biointramicrito e pelbiomicrito dolomitizado. Os organismos construtores ocorrem sob a forma de laminações algálicas e/ou coralíneas

incrustantes, descontínuas, contíguas, onduladas e sub-paralelas entre si, ocasionalmente cimentadas por um agregado de óxidos/hidróxidos de ferro marrom avermelhados. Estas laminações são ricas em matéria orgânica, sob a forma de corpúsculos subcirculares, circulares, ovais e subelípticos, maciços, de coloração preta e dimensões médias de 0,2 mm. O aspecto maciço de *framestones* recifais é derivado principalmente da atividade algálica, compondo uma massa microcristalina, principal constituinte do núcleo de um recife (Flügel, 2010). Também ocorrem domínios restritos de laminações algálicas micríticas e irregulares, parcialmente substituídas para cimento de óxido/hidróxido de ferro de coloração vermelho alaranjada, unidas, onduladas e contínuas, indicando a atividade de micro-organismos incrustantes que definem secundariamente a petrotrama *bindstone* associada à petrotrama *framestone* principal. Nos corpos recifais Tabatinga e Tambaba tem-se laminações incrustantes, contínuas, irregulares, suavemente onduladas, de composição micrítica e coloração acinzentada, contornando a massa microcristalina maciça associada aos organismos construtores algálicos. Estas estruturas formam estruturas circulares a subelípticas, similares a oncóides, de até 4 cm de diâmetro e sem estruturação interna, tendo suas bordas preenchidas durante a diagênese por franjas hipidiotópicas de cristais romboédricos de dolomita. Estas laminações podem ser resultado da atividade tardia de organismos algálicos e/ou coralíneos incrustantes que utilizaram os organismos construtores maciços do recife como substrato para sua instalação e fixação.

## 6.2 Algas Calcáreas

As algas calcáreas são plantas aquáticas avasculares pertencentes a diferentes grupos sistemáticos capazes de secretar ou depositar carbonato de cálcio em sua estrutura, com importância fundamental na análise de microfácies carbonáticas por serem úteis em reconstruções paleoambientais e paleoecológicas (Wray, 1977). A análise destes constituintes alóquemes em lâmina delgada apresenta limitações associadas principalmente à composição e alterações mineralógicas das rochas em análise, onde as aragoníticas são dissolvidas e substituídas por calcita espática durante a diagênese. A sua classificação sistemática está baseada na preservação das morfologias externas, tecidos internos e células reprodutivas. As algas calcáreas são

as principais produtoras de sedimentos carbonáticos em ambientes marinho rasos, sendo o elemento mais comum na consolidação e gênese de recifes cenozóicos, com papel decisivo na construção do esqueleto recifal e cimentação dos bio e litoclastos (Wray, 1977; Flügel, 2010). Foram reconhecidos alguns elementos de algas rodófitas (vermelhas) e clorófitas (verdes) distribuídos heterogeneamente entre os quatro corpos recifais, autóctones e mais abundantes nas microfácies biolítico dolomitizado que compõem os seus núcleos. Nos flancos (zona de acúmulo de detritos) e superfícies de superposição, áreas não propícias para a manutenção da vida, estes bioclastos são pouco frequentes, muito fragmentados e alóctones, desagregados dos núcleos pelos processos destrutivos atuantes na dinâmica interativa dos depósitos recifais.

*Algas vermelhas:* é o grupo mais abundante, variado e melhor preservado nos corpos recifais estudados, representadas por restos corpóreos de elementos da ordem Corallinales, táxon cosmopolita, exclusivamente marinho de salinidade normal, euribatimétrico e dotado de esqueleto calcítico (Wray, 1977; Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). Foram definidos três táxons incrustantes e maciços e um ereto e articulado, atribuídos a três gêneros (Figura 7). A classificação sistemática, as nomenclaturas morfológicas e os termos aplicados nas descrições foram definidos com base em Wray (1977), Scholle & Ulmer-Scholle (2003), Flügel (2010) e Guiry & Guiry (2017).

*Archaeolithothamnion* sp.: Esteiras multicamadas de incrustações algálicas contínuas sem distinção de peritalo e hipotalo, com presença de células reprodutivas, os esporângios, dispostas em filas por toda a estrutura do organismo. Apresentam contornos subelípticos a elípticos, estrutura interna substituída por cimento de calcita espática e alta concentração de corpúsculos esféricos de matéria orgânica de coloração preta acinzentada (Figura 7.1).

*Lithophyllum* sp. A: crostas incrustantes contínuas, irregulares e maciças de composição micrítica, que apresentam peritalo externo ventral responsável pelo crescimento vertical do talo, composto por células acamadadas formando linhas espessas; e hipotalo interno dorsal, importante para o crescimento lateral do indivíduo, mal preservado, com células desordenadamente arranjadas e poros do tipo *growth framework*. Os conceptáculos, restritos ao peritalo, são pequenos, estreitos e com aberturas

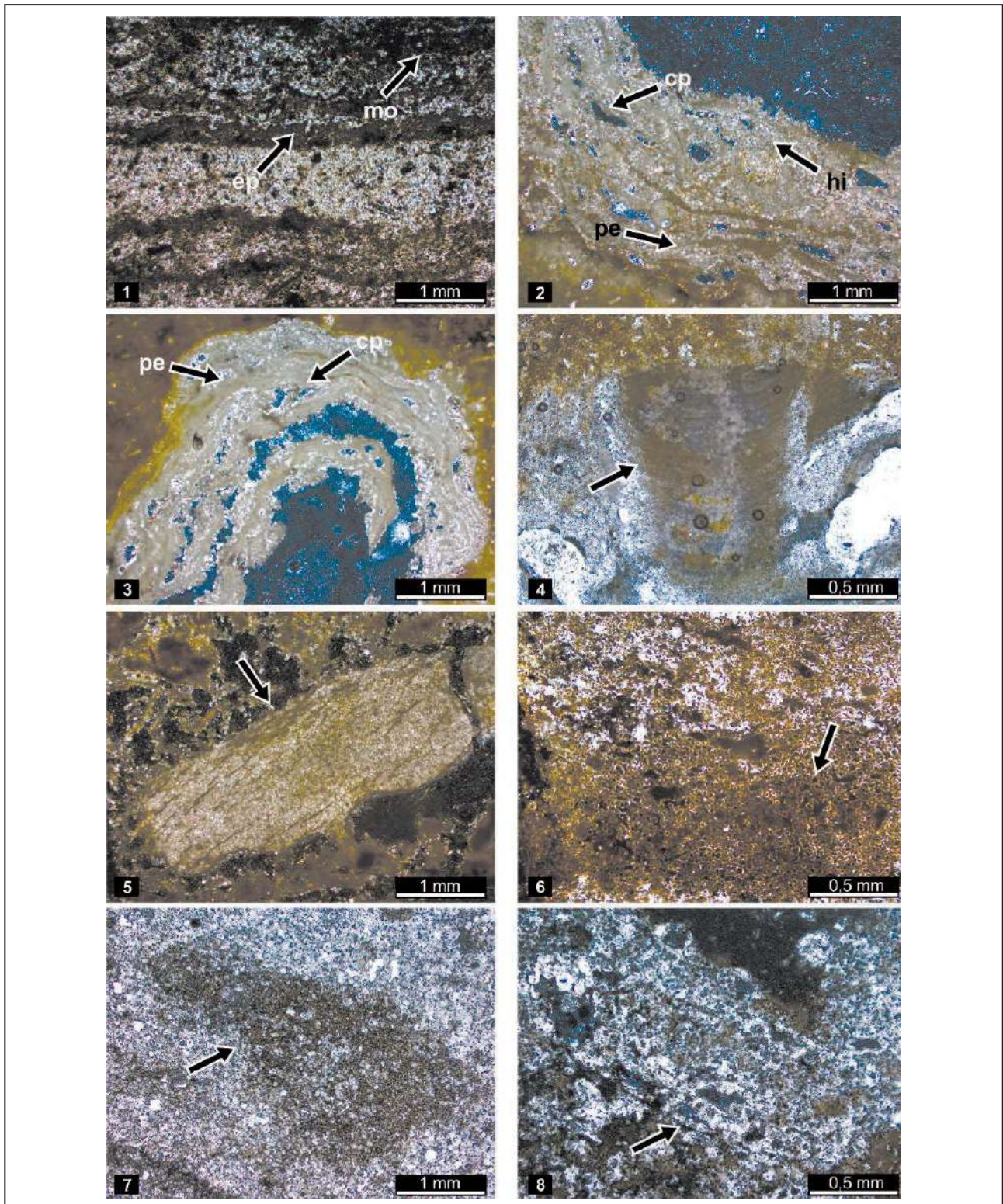


Figura 7- Constituintes alóquemes no biolítico dolomitizado: Algas rodófitas- 1. Fragmento de esteiras algálicas com destaque para os esporângios (ep) e níveis intercalados de matéria orgânica (mo) de *Archaeolithothamnion* sp.; 2. Fragmento de crosta incrustante micrítica de *Lithophyllum* sp. A com peritalo (pe), hipotalo (hi) e conceptáculos (cp); 3. Fragmento de crosta algálica de *Lithophyllum* sp. B, mostrando as laminações do peritalo (pe) e conceptáculos (cp); 4. Fragmento de talo de *Jania* sp.; 5. Fragmento de uma seção longitudinal do morfotipo definido por seções longitudinais de células reticuladas dispostas em laminações paralelas; 6. Fragmento de alga vermelha com estrutura *honeycomb*; 7. Fragmento de alga vermelha com estrutura *boxwork*; 8. Fragmento de talos tubulares de *Halimeda* sp. envolvidos por envelopes micríticos.

parcialmente preenchidas por calcita espática (Figura 7.2).

*Lithophyllum* sp. B: rodóides definidos por crostas múltiplas subcirculares a subelípticas com núcleos vazios a parcialmente preenchidos por cimento calcítico. Peritalo denso e incipientemente laminado, conceptáculos concentrados nos segmentos superior e inferior, e hipotalo mal preservado, definido por micro-células com estrutura externa maciça e interna preenchida por cimento (Figura 7.3).

*Jania* sp.: Fragmentos de seções longitudinais de algas articuladas, eretas, ramificadas e verticalizadas, com região medular composta por linhas sucessivas de células coaxiais ao eixo maior do talo, circundadas por delgadas zonas do córtex, constituídas por diminutas células perpendiculares às margens dos seus grãos (Figura 7.4).

Além das espécies supracitadas foi individualizado um morfotipo indiferenciado de algas vermelhas definido por seções longitudinais de células reticuladas dispostas em laminações paralelas finamente espaçadas coincidentes com o eixo maior e central destes grãos (Figura 7.5). A análise petrográfica também revelou a ocorrência de alguns grãos alóquemes com estruturas morfológicas típicas de algas vermelhas *incertae sedis*, tais como *honeycomb* (Figura 7.6), presente em fragmentos de tecidos celulares densos e compactos definidos por cortes transversais de células subcirculares a poligonais sem orientação aparente, e a textura *boxwork* (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003) que consiste em microcélulas poligonais que formam redes de diminutos tamanhos, por vezes diferenciadas por maiores quantidades de cimento de óxido/hidróxido de ferro, facilmente penetrado nas microestruturas morfológicas do organismo algálico (Figura 7.7).

*Algas verdes*: as clorófitas por sua vez estão distribuídas em todos os corpos recifais como fragmentos pouco calcificados de halimedáceos, táxon indicador de biótopos marinhos rasos com salinidade normal e clima tropical, cujos esqueletos aragoníticos são mais espessos externamente, facilmente dissolvidos e substituídos no domínio diagenético (Wray, 1977; Hillis, 2000; Flügel, 2010;). Foram reconhecidos restos corpóreos e vestígios de elementos pertencentes ao gênero *Halimeda*, um

ativo bioconstrutor de recifes que se diversificou no Paleoceno e a partir daí se tornou muito comum nas bioconstruções recifais da Região Caribeana até os dias atuais (Hillis, *op. cit.*). A classificação sistemática e os termos utilizados na descrição foram baseados em Wray (1977), Hillis (2000), Scholle & Ulmer-Scholle (2003), Flügel (2010) e Guiry & Guiry (2017).

*Halimeda* sp.: Fragmentos de talos tubulares, eretos, filamentosos e segmentação interna sutilmente preservada, envolvidos por envelopes micríticos. Utrículos da região medular paralelos ao maior eixo do talo. Região do córtex em padrão prismático a penado. Devido ao processo de neomorfeização da mineralogia original da rocha para calcita espática durante a diagênese, as feições morfológicas mais delicadas foram obliteradas (Figura 7.8).

#### 6.4 Outros Somatofósseis

**Poríferos**: elementos predominantemente marinhos e cosmopolitas, dotados de espículas aragoníticas, sendo secundários e biodestrutores nos recifes cenozoicos (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003; Flügel, 2010). O táxon, reconhecido como fragmentos de elementos *incertae sedis* da classe Calcarea, ocorre na microfácies biolitito dolomitizado dos núcleos recifais como seções longitudinais da cavidade corporal de indivíduos recurvados, com paredes meandranes, cavernosas e câmaras preenchidas por matéria orgânica de coloração marrom escura e composição micrítica (Figura 8.1).

**Corais**: importantes bioconstrutores recifais de zonas tropicais e sub-tropicais do Cenozóico, predominantemente representados pelas formas hermatípicas, simbiontes com algas vermelhas, que lhes trazem como principais vantagens fisiológicas, o aumento da velocidade do metabolismo, potencialização da calcificação e maior concentração/reciclagem de nutrientes, que favorecem seu crescimento e diversificação (Wells, 1956; Flügel, 2010). Este grupo ocorre principalmente nos corpos recifais de Coqueirinhos e Tambaba, estando representado por fragmentos de corais escleractíneos *incertae sedis* na microfácies biolitito dolomitizado do núcleo recifal. Apesar da intensa alteração devido à dissolução da carapaça aragonítica no domínio diagenético, está preservada a estrutura das paredes

septotecadas, que estão preenchidas por cimento de óxido/hidróxido de ferro de coloração alaranjada. Os septos são lisos, contíguos e recurvados, e os sulcos interseptais preenchidos por cristais hipidiotópicos de calcita espática derivada da neomorfização da epiteca (Figuras 8.2 e 8.3).

**Moluscos:** organismos predominantemente marinhos, euribatimétricos, eurihalinos e cosmopolitas, dotados de esqueleto predominantemente aragonítico. O grupo é um importante elemento bioconstrutor nos ambientes recifais, devido seus restos inteiros ou fragmentados (biodetrítos) serem os principais constituintes do fluxo biogênico inconsolidado, transportados por fluxos gravitacionais e correntes, que se acumulam e desenvolvem os flancos recifais (Flügel, 2010). O táxon, reconhecido por meio de fragmentos de gastrópodes e bivalvíos, ocorre principalmente nas microfácies pelbiomicrito dolomitizado e biomicrito dolomitizado do estágio diversificação do recife. Os fragmentos de gastrópodes (Figura 8.4) são de indivíduos de espira alta com esqueleto neomorfizado para calcita espática com baixo teor de magnésio, e microestruturas lamelares paralelas entre si nas voltas. Os bivalvíos ocorrem como fragmentos lisos e recurvados preenchidos por cimento carbonático, provavelmente correspondendo a estágios ontogenéticos entre duas linhas de crescimento (Figura 8.5).

**Equinóides:** organismos marinhos, epibentônicos vágeis e abundantes em substratos rochosos, biodestrutores comuns nos ecossistemas recifais pós-paleozóicos e cosmopolitas. Dotados de esqueleto composto por calcita magnésiana, sua microestrutura é definida por cristais arranjados em uma rede porosa e tridimensional (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003; Flügel, 2010). Foram identificados principalmente na microfácies biolitito dolomitizado, fragmentos *incertae sedis* de equinóides regulares representados por seções transversais circulares a subcirculares (Figura 8.6), e longitudinais de espinhos (Figura 8.7) além de placas esqueléticas isoladas (Figura 8.8). As seções transversais apresentam região medular com estereoma micrítico parcialmente neomorfizado para microesparito, e região do córtex dissolvida definindo porosidade do tipo intrapartícula, enquanto nas seções longitudinais observam-se a região anelar e o eixo maior finamente granuloso. As placas exibem microestrutura porosa do tipo *meshwork*, circundadas por franjas hipidiotópicas de cimento.

## 7 Traços Fósseis

Os traços fósseis (Figura 9) ocorrem na microfácies pelbiomicrito dolomitizado, tanto do núcleo recifal quanto do estágio clímax de acreção recifal, assim como na microfácies biolitito dolomitizado, também reconhecida no núcleo recifal. Considerados como um dos mais frequentes constituintes dos depósitos orgânicos, as pelotas fecais aparentemente estão confinadas gravitacionalmente nos interstícios do sistema recifal, ocorrendo como agregados micríticos, de coloração marrom clara a escura e granulometria variando entre areia média e muito fina. Estes grãos são ovais, circulares, subcirculares, subarredondados ou elípticos, moderadamente a bem selecionados, parcialmente achatados e sem estruturação interna reconhecível. Também ocorrem elementos pontiagudos e retilíneos com até 6 mm de comprimento e coloração marrom alaranjada, preenchidos por lama carbonática pouco a parcialmente dolomitizada. Formam domínios com textura grumosa, por vezes apresentando material siliciclástico e feições de dissolução preferencial em seu interior, com tonalidades mais escuras do que as da matriz micrítica. O outro grupo de icnofósseis, registrado nas microfácies biolitito dolomitizado (núcleo recifal) e pelbiomicrito dolomitizado (estágio clímax de acreção recifal), está diretamente associado à abundância de porosidade primária como resultado da ação de organismos escavadores e perfuradores (poros *boring* e *burrow*), que ao erodirem a matriz micrítica constroem tubos irregulares, ocasionalmente interligados e recurvados. São estruturas de bioturbação representadas por microtubos (modificação biogenética dos sedimentos) com terminações irregulares e preenchidos por infiltração de lama carbonática após a passagem de organismos, o que sugere a colonização do substrato pela matéria orgânica após a sua deposição. Por fim foram reconhecidas evidências de atividade de fungos e bactérias, que atestam imediata colonização da matéria orgânica durante sua degradação e deposição no ambiente deposicional. Estes traços fósseis caracterizam o primeiro domínio diagenético, eodiagênese (Boggs Jr, 1995).

## 8 Contextualização

Os depósitos carbonáticos recifais apresentam marcada variação faciológica, definidos por



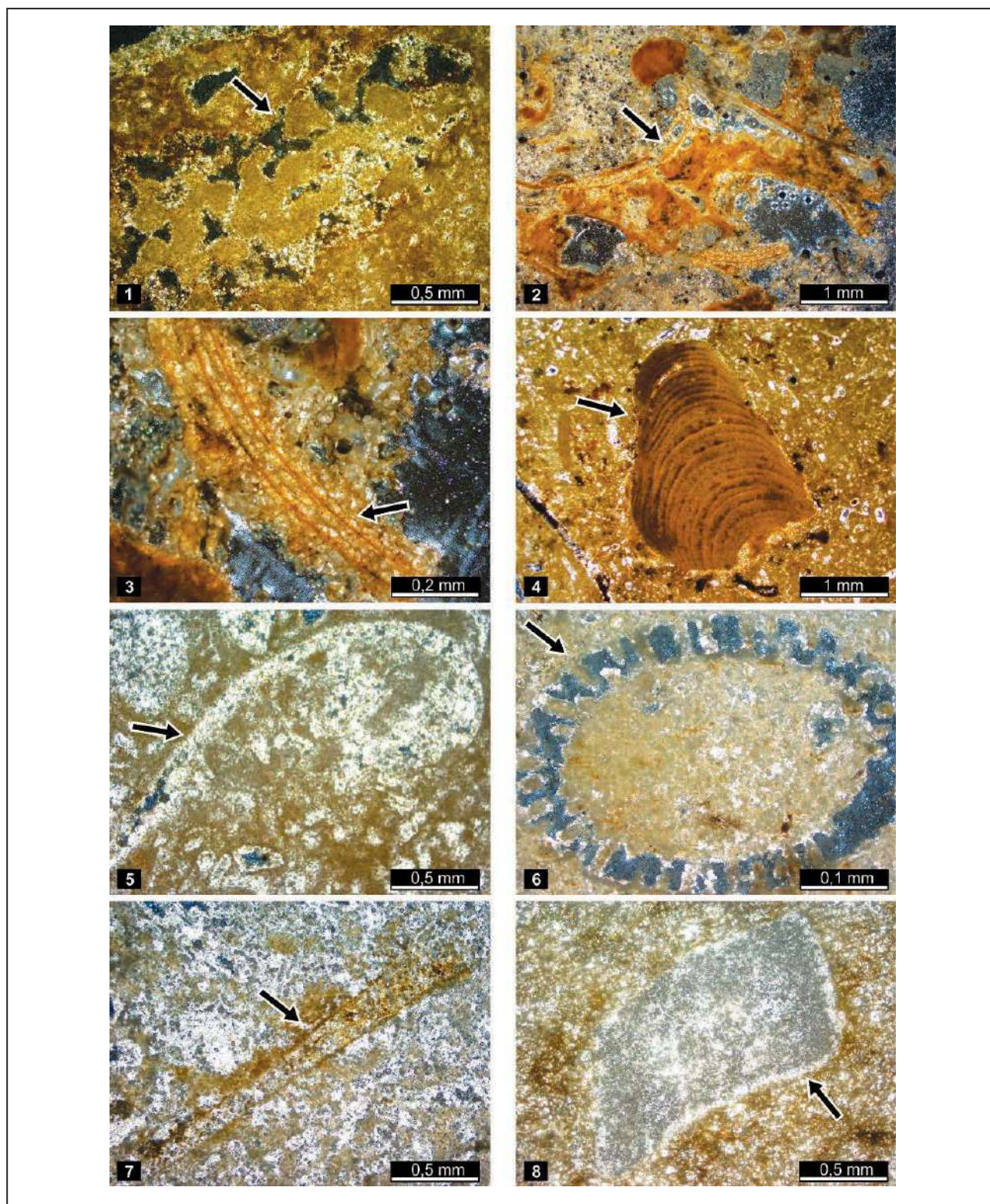


Figura 8 Constituintes alóquemes: 1. Fragmento de uma seção longitudinal da cavidade corporal de um porífero (microfácies biolítico dolomitizado); 2. Fragmento de parede septotecada de um coral preenchida por cimento de óxido/hidróxido de ferro (microfácies biolítico dolomitizado); 3. Fragmento septal e sulcos interseptais de um coral preenchidos por calcita espática (microfácies biolítico dolomitizado); 4. Fragmento de concha de um gastrópode nemomorfizada para calcita espática (microfácies biolítico dolomitizado); 5. Fragmento de concha de um bivalvío preenchido por cimento carbonático (microfácies biolítico dolomitizado); 6. Seção transversal circular de um espinho de equinoide (microfácies biolítico dolomitizado); 7. Fragmento de uma seção longitudinal de um espinho de equinoide (microfácies biolítico dolomitizado); 8. Placa esquelética isolada com microestrutura *meshwork* de equinoide (microfácies pelbiomicrito dolomitizado).

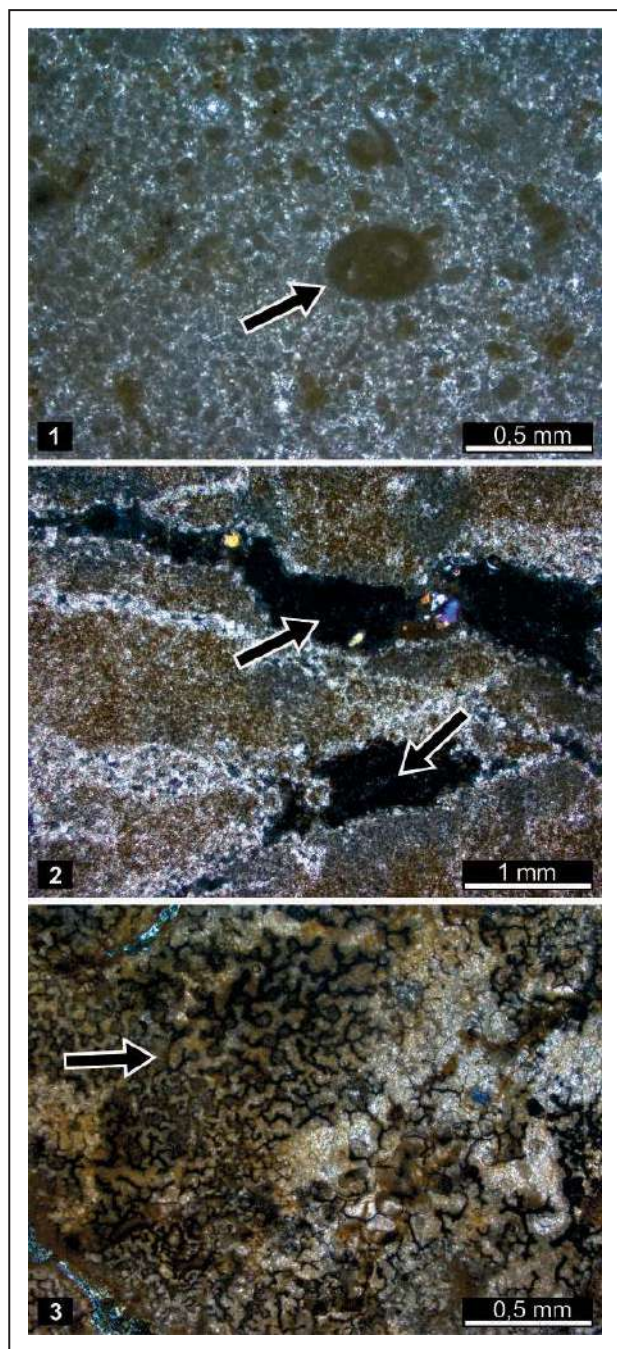


Figura 9 Constituintes alóquemes: 1. Pelotas fecais: grãos ovais a circulares sem estruturação interna; 2. Microtubos: estruturas alongadas com terminações irregulares e preenchidos por infiltração de lama carbonática; 3. Atividade de fungos e bactérias.

uma alternância entre níveis de hardgrounds e de calcários com abundantes icnofósseis. Esta sequência transgressiva deve ter se formado em plataforma muito rasa em condições de baixo influxo de sedimentos, durante o estágio de estabilização do nível de base na posição mais baixa do nível do mar em sistema de trato de mar baixo (Correia Filho

*et al.*, 2015). Os níveis com abundante conteúdo icnofossilífero sugerem retomada da sedimentação marinha em momentos de subida do nível do mar. Tais oscilações também estão evidenciadas na ocorrência de superfícies de superposição recifal, que definem o empilhamento de uma série de recifes que cresceram no topo uns dos outros (Davis Jr, 1983). As superfícies de superposição marcam os períodos de exposição e hiato sedimentar, enquanto as bioconstruções recifais subsequentes a estas, reiniciadas já no estágio de diversificação recifal, definem os períodos de oscilação positiva do nível do mar.

O reconhecimento de recifes superpostos aliado à grande concentração de galerias icnofossilíferas, que no corpo recifal Tabatinga é contínua por cerca de três metros a partir de sua base, sugerem que o pulso transgressivo que favoreceu o desenvolvimento do sistema recifal foi marcado por lentas oscilações do nível do mar, influenciadas pela queda do nível eustático global, o balanço eustático entre a taxa de sedimentação e a ciclicidade entre períodos de soerguimento e subsidência típica de plataformas carbonáticas desenvolvidas em tectônica extensional (Leeder & Gawthorpe (1987), bem como eventos tectônicos locais nas sub-bacias Alhandra e Miriri (Barbosa *et al.*, 2006). A ocorrência do estágio domínio de acreção recifal apenas no corpo Tambaba pode estar relacionado com diferenças topográficas locais que propiciaram o desenvolvimento completo dos estágios de desenvolvimento de um recife.

Os dados de campo e petrográficos permitiram caracterizar uma orictocenose com tamanhos de populações reduzidos para um ecossistema normalmente rico em associações bióticas como o recifal. A baixa representatividade numérica de somatofósseis é resultante da ação intensa dos processos diagenéticos locais principalmente compactação mecânica, dolomitização, dedolomitização, dissolução e recristalização na rocha como um todo pelos líquidos percolantes e dissolução local de  $\text{CaCO}_3$  já precipitado nos poros, além da substituição de calcita por sílica, que dissolveram grande parte dos restos de espécimes da biocenose original. A supremacia dos elementos algálicos advém da sua estrutura em malha fusionada rígida, compacta, resistente e que apresentam cavidades naturais, principalmente nos núcleos recifais. Estes refúgios espaciais são

ocupados por outros elementos bioconstrutores como foraminíferos, ostracodes, briozoários, moluscos e equinoides. No entanto, a forma, composição química, microestrutura e espessura das carapaças destes organismos propiciaram sua dissolução e por consequência a sua ausência nas rochas estudadas. Os poucos elementos preservados parecem ser autóctones, representando a composição taxonômica original do recife, sugerindo que a biocenose não foi alterada significativamente.

## 7 Referências

- Almeida, J.A.C. 1989. *Geologia e aspectos paleontológicos da Folha Jacumã, Sub-bacia de Alhandra, Bacia Pernambuco-Paraíba*. Curso de Graduação em Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Relatório de Graduação, 86p.
- Almeida, J.A.C. 2000. *Calcários recifais eocênicos da Formação Maria Farinha na Sub-Bacia de Alhandra, Paraíba: aspectos taxionômicos, paleoecológicos, paleoambientais e estratigráficos*. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Dissertação de Mestrado, 164p.
- Almeida, J.A.C. 2007. *Iconofósseis de macrobioerosão na Bacia Paraíba (Cretáceo Superior- Paleógeno), Nordeste do Brasil*. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Tese de Doutorado, 214p.
- Barbosa, J.A. 2004. *Evolução da Bacia da Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno: formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil*. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Dissertação de Mestrado, 230p.
- Barbosa, J.A.; Viana, M.S.S. & Neumann, V.H. 2006. Paleoambientes e icnofácies da sequência carbonática (Cretáceo e Paleógeno) da Bacia da Paraíba, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 36: 73-90.
- Beurlen, K. 1967a. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 16(1): 43-53.
- Beurlen, K. 1967b. Paleontologia da faixa costeira Recife-João Pessoa. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 16(1): 73-79.
- Boggs Jr., S. 1995. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. New York, Prentice Hall, p. 194-235.
- Córdoba, V.C.; Sá, E.F.J.; Sousa, D.C. & Antunes, A.F. 2007. Bacia de Pernambuco- Paraíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15(2): 391-403.
- Correia Filho, O.J.; Alencar, M.L.; Barbosa, J.A. & Neumann, V.H. 2015. Proposta de formalização da Formação Tambaba, Eoceno da Bacia Paraíba, NE do Brasil. *Estudos Geológicos*, 25(2): 61-81.
- Costa, J.B.S.; Bemerguy, R.L.; Hasuy, Y. & Borges, M.S. 2001. Tectonics and Paleogeography along the Amazon River. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(4): 335-347.
- Davis Jr, R.A. 1983. *Depositional Systems*. New Jersey, Prentice Hall Inc, p. 485-527.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- Dunham, R.J. 1970. Stratigraphic reefs versus ecologic reefs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54: 1931-1932.
- Embry, A.F. & Klovan, J.E. 1971. A Late Devonian reef tract of northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bulletin of the Canadian Petroleum Geologists*, 19: 730-781.
- Flügel, E. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Berlin, Springer, 984p.
- Folk, R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Hemphill Publishing Company, 184p.
- Guiry, M.D. & Guiry, G.M. 2017. AlgaeBase. World-wide electronic publication, National University of Ireland, Galway. <http://www.algaebase.org>; Acesso em 08 de abril de 2017.
- Hillis, L.W. 2000. The calcareous reef alga Halimeda (Chlorophyta, Byrropsidales): a Cretaceous genus that diversified in the Cenozoic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 166(2001): 89-100.
- James, N.P. 1983. Reef Environment. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 33: 345-462.
- Leeder, M.R. & Gawthorpe, R.L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: COWARD, M.P.; DEWEY, J.F. & HANCOCK, P.L. (Eds.), *Continental Extensional Tectonics*. London, Geological Society Special Publications, p. 139-152.
- Nascimento-Silva, M.V.; Sial, A.N.; Ferreira, V.P.; Neumann, V.H.M.; Barbosa, A.; Pimentel, M.M. & Lacerda, L.D. 2011. Cretaceous-Paleogene transition at the Paraíba Basin, northeastern Brazil: carbon-isotope and mercury subsurface stratigraphies. *Journal of South American Earth Sciences*, 32: 379-392.
- Oliveira, M.M.F. 1978. *Estudo faciológico da Formação Maria Farinha*. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Tese de Doutorado, 113p.
- Riding, R. 2002. Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth-Science Reviews*, 58: 163-231.
- Scholle, P.A. & Ulmer-Scholle, D.S. 2003. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Texture, Porosity, Diagenesis. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 77: 1-448.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 482p.
- Wray, J.L. 1977. *Calcareous Algae - Developments in Palaeontology and Stratigraphy 4*. Amsterdam, Elsevier Publishing Company, 185p.