



Rebecca Reis Transcoveski

**ANÁLISE DE FÁCIES E PALEOAMBIENTE DEPOSICIONAL EM UM
TESTEMUNHO DA FORMAÇÃO ITAPEMA NO CAMPO DE BÚZIOS,
BACIA DE SANTOS**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2023



UFRJ

Rebecca Reis Transcoveski

**ANÁLISE DE FÁCIES E PALEOAMBIENTE DEPOSICIONAL EM UM
TESTEMUNHO DA FORMAÇÃO ITAPEMA NO CAMPO DE BÚZIOS, BACIA DE
SANTOS**

Trabalho Final de Curso de Graduação
em Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de
Geólogo.

Orientador(es):

Prof. Dr. Leonardo Borghi

Dra. Julia Favoreto

Rio de Janeiro

Junho de 2023

TRANSCOVESKI, Rebecca Reis

**ANÁLISE DE FÁCIES E PALEOAMBIENTE
DEPOSICIONAL EM UM TESTEMUNHO DA FORMAÇÃO
ITAPEMA NO CAMPO DE BÚZIOS, BACIA DE SANTOS /**
Rebecca Reis Transcoveski - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo,
2023.

XVII, 72 p.

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade
Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências,
Departamento de Geologia, 2023.

Orientador(es): Leonardo Borghi, Julia Favoreto

1. Geologia. 2. Paleontologia e Estratigrafia – Trabalho
de Conclusão de Curso. I. Prof. Dr. Leonardo Borghi. II.
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de
Geociências, Departamento de Geologia. III. Análise de
Fácies e Paleoambiente Depositional de Rochas da
Formação Itapema no Campo de Búzios, Bacia de Santos.

Rebecca Reis Transcoveski

ANÁLISE DE FÁCIES E PALEOAMBIENTE DEPOSICIONAL EM UM
TESTEMUNHO DA FORMAÇÃO ITAPEMA NO CAMPO DE BÚZIOS, BACIA DE
SANTOS

Trabalho Final de Curso de Graduação
em Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de
Geólogo.

Orientador(es):

Prof. Dr. Leonardo Borghi

Dra. Julia Favoreto

Aprovada em: 29.junho.2023

Por:

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Borghi (UFRJ)

Prof. Dr. André Ribeiro (UFRJ)

Dr. Cristiano Fick (UFRGS)

UFRJ
Rio de Janeiro
2023

Dedico este TCC à minha família e amigos, que através de seu apoio ao longo da graduação e nesse TCC me fizeram ter a força, a confiança e o tempo para a realização desta pesquisa e a conclusão da graduação em Geologia. Em especial, dedico ao Eduardo, Renata e Duda Transcoveski, à Cidléa Lopes, ao Renan Coropos e aos grupos M. Queens, T. do Bem e Fifth H.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus orientadores Prof. Dr. Leonardo Borghi e Dra. Julia Favoreto por todo o seu tempo e esforços dedicados, por todo o conhecimento passado e a orientação para o desenvolvimento desse Trabalho de Conclusão de Curso.

Agradeço à equipe do Laboratório de Geologia Sedimentar da UFRJ (Lagesed UFRJ) e, especificamente, à Jeferson Santos, Michele Arena, Gilberto Raitz, Ariely Rigueti, Héllisson Santos, Rodrigo Azambuja, Nathalie Díaz e ao Grupo da Petrografia pelos ensinamentos e pelo auxílio na parte técnica da pesquisa, como nas etapas de descrição de testemunhos e lâminas delgadas, utilização de *softwares* e confecção de imagens.

Agradeço à Maria Transcoveski pela revisão da língua inglesa no *abstract*.

Agradeço ao Mateus Sprovieri, da Coodenação de Geoprocessamento da ANP, no auxílio durante a confecção da figura de localização no ArcGIS e ao Renan Coropos pelo auxílio durante a edição de imagens com *softwares* gráficos.

Agradeço ao Laboratório de Geologia Sedimentar da UFRJ pela infraestrutura fornecida para viabilizar esse Trabalho de Conclusão de Curso.

Agradeço à equipe da Solintec, liderada por Christian B. Eckardt, pela viabilização da descrição de testemunhos em bancada da empresa e o escaneamento das lâminas delgadas.

Esta pesquisa foi realizada em associação com o projeto de P&D em andamento no Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed) registrado como ANP 23009-4, “PRESALT II - Impacto do controle tectonoestratigráfico na qualidade e distribuição dos reservatórios do Pré-sal, Bacia de Santos” (UFRJ / Shell Brasil / ANP), patrocinado pela Shell Brasil.

RESUMO

TRANSCOVESKI, Rebecca R. **ANÁLISE DE FÁCIES E PALEOAMBIENTE DEPOSICIONAL EM UM TESTEMUNHO DA FORMAÇÃO ITAPEMA NO CAMPO DE BÚZIOS, BACIA DE SANTOS**. 2023. XVII, 72 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O Pré-sal está entre uma das maiores descobertas de hidrocarbonetos na história internacional. A produção de óleo e gás no Campo de Búzios da Bacia de Santos, inserido no polígono Pré-sal, vem aumentando anualmente e está hoje em segundo lugar no ranking de campos com a maior produção brasileira. Os reservatórios Formação Itapema, também inseridos no contexto Pré-sal, compõem dos mais importantes sistemas petrolíferos da Bacia de Santos. Porém, ainda há um número reduzido de publicações referentes à essa unidade litoestratigráfica no Campo de Búzios. Este trabalho tem como objetivo compreender os principais controles sedimentológicos e a distribuição de fácies para o entendimento da evolução paleodeposicional a respeito da Formação Itapema da Bacia de Santos. O estudo contou com 19,80 metros de um testemunho do poço 3-BRSA-944A-RJS do Campo de Búzios e de 32 lâminas delgadas referente a esse intervalo. A metodologia abrangeu as seguintes etapas de trabalho: revisão bibliográfica; descrição de testemunhos em escala de reservatório (1:40); descrição petrográfica; análise de fácies; e interpretação de paleoambiente deposicional e sucessão de fácies. Seis litofácies e seis microfácies foram identificadas de acordo com a litologia, petrotrama, textura e os tipos de constituintes primários das rochas e lâminas delgadas. Os principais constituintes primários observados em descrição petrográfica foram (1) bioclastos de bivalves; (2) intraclastos, peloidais/bioclásticos e, secundariamente, de coquina; (3) bioclastos de ostracodes; (4) oncoides e ooides; e (5) peloides. A abundância dos intraclastos caracterizados nesse estudo sugere tectônica ativa e reelaboração de sedimentos da própria Bacia de Santos.

Palavras-chave: Pré-sal; Campo de Búzios; Formação Itapema.

ABSTRACT

TRANSCOVESKI, Rebecca R. **FACIES ANALYSIS AND DEPOSITIONAL PALEOENVIRONMENT OF A CORE FROM THE ITAPEMA FORMATION IN THE BÚZIOS FIELD, SANTOS BASIN.** 2023. XVII, 72 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Pre-Salt is considered one of the largest hydrocarbon discoveries in international history. Oil and gas production in the Búzios Field of the Santos Basin, located within the Pre-Salt polygon, has been increasing annually and currently ranks second in terms of production among Brazilian fields. The Itapema Formation reservoirs, also part of the Pre-Salt context, constitute some of the most important petroleum systems in the Santos Basin. However, there is still a limited number of publications regarding this lithostratigraphic unit in the Búzios Field. This study aims to understand the main sedimentological controls and facies distribution to gain insights into the paleodepositional evolution of the Itapema Formation in the Santos Basin. The study involved a 19.80-meter core from well 3-BRSA-944A-RJS in the Búzios Field, as well as 32 thin sections corresponding to this interval. The methodology comprised the following work stages: literature review, reservoir-scale core description (1:40), petrographic description, facies analysis, and interpretation of depositional paleoenvironment and facies succession. Six lithofacies and six microfacies were identified based on lithology, petrofabric, texture, and types of primary constituents of the rocks and thin sections. The main primary constituents observed in the petrographic description were: (1) bivalve bioclasts; (2) intraclasts, peloidal/bioclastic, and secondarily coquina; (3) ostracode bioclasts; (4) oncoids and ooids; and (5) peloids. The abundance of intraclasts characterized in this study suggests active tectonics and sediment reworking within the Santos Basin.

Key-Words: Pre-Salt; Búzios Field; Itapema Formation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Relação dos campos com maior produção de petróleo no Brasil de 2018 a 2022 (ANP, 2022).	1
Figura 2.1. Relação das 32 lâminas delgadas selecionadas a partir dos 19,80 metros de testemunho do poço 3-BRSA-944A-RJS do Campo de Búzios, Bacia de Santos.	4
Figura 2.2. Mapa de localização da Bacia de Santos e da área de estudo, com enfoque para o poço 3-BRSA-944A-RJS, no Campo de Búzios da Bacia de Santos, a sudeste do Estado do Rio de Janeiro.	5
Figura 2.3. Fluxograma das etapas de trabalho realizadas durante a pesquisa: 1) revisão bibliográfica; 2) descrição de testemunhos; 3) descrição petrográfica; 4) análise de fácies; e 5) interpretação de paleoambiente deposicional e sucessão de fácies.	6
Figura 2.4. Classificação dos tipos de poros (Choquette & Pray, 1970; Dal’bó et al, 2020).	8
Figura 2.5. Orientação relativa das conchas de acordo com o acamamento (Kidwell <i>et al.</i> , 1986; Dal’bó <i>et al.</i> , 2020).	9
Figura 3.1. Mapa de localização da Bacia de Santos, limitada a norte pelo Alto de Cabo Frio e a sul pelo Alto de Florianópolis, a oeste pela linha de costa atual e a leste pelo Platô de São Paulo, indicando os componentes essenciais de seu arcabouço regional (Garcia <i>et al.</i> , 2012; Abelha, 2017).	13
Figura 3.2. Mapa esquemático da evolução geodinâmica do Atlântico Sul ao longo do tempo geológico (Kukla <i>et al.</i> , 2018; Reston, 2010). Mostra-se das fases rifte a drifte a formação das bacias da margem continental entre o leste da América do Sul e o oeste da África. A) rifteamento e a sedimentação sin-rifte nos grábens do segmento central; B) propagação do espalhamento a partir do segmento sul e a formação de rochas magmáticas nas bacias do tipo rifte no segmento central; C) deposição dos sedimentos na fase sag acima da crosta continental rifteada nas bacias proximais e das rochas magmáticas intrusivas nas bacias mais distais; D) avanço do propagador magmático para a região central da Bacia de Santos; aumento da deposição de sedimentos siliciclásticos no segmento Sul; E) interrupção do propagador magmático e mudança do centro de espalhamento em direção à margem africana; deposição de evaporitos nas bacias de Santos e Campos; F) avanço do espalhamento através de toda a província aptiana de sal e fragmentação do paleocontinente; G) Configuração final das margens entre a América do Sul e a África após o a fragmentação.	16

Figura 3.3. Quadro estratigráfico do Grupo Guaratiba da Bacia de Santos. Intervalo que contém a Formação Itapema, foco deste estudo, na fase rifte da bacia (adaptado de Moreira *et al.*, 2007).

..... 17

Figura 3.4. Fotomicrografias dos constituintes primários e diagenéticos de maior ocorrência da Formação Itapema, conforme Rocha *et al.* (2021), no testemunho 2-ANP-2A-RJS do Campo de Mero, na Bacia de Santos: A) bioclastos de bivalves inteiros e fragmentados (setas em amarelo) (//P); B) ooide com núcleo de bioclasto fragmentado (//P); C) oncoide com núcleo de concha de bivalve (//P); D) peloides (//P); E) intraclasto de coquina (//P); F) intraclasto de coquina silicificado (//P); G) intraclasto de oolito silicificado (//P); H) intraclasto de micrita (//P); I) matriz micrítica dolomitizada (//P); J) calcita em mosaico grosso cimentando bioclasto de bivalve (XP); K) dolomita drusiforme cimentando bioclasto (//P); e L) quartzo drusiforme cimentando parcialmente porosidade móldica em bioclasto (XP). 21

Figura 3.5. Modelo paleoambiental em bloco-diagrama 3D proposto por Rocha *et al.* (2021) para a Formação Itapema. A falha presente no diagrama possui ângulo alto e pequeno rejeito. O alto estrutural é intrabacia e atua como a área-fonte de litoclastos, que são depositados em leques terminais costeiros nos baixos estruturais. Assim, os sedimentos (litoclastos e bioclastos) são reelaborados e redistribuídos por correntes litorâneas, compondo as praias, bancos e barras com a ação das ondas e formando regiões protegidas (modificado de Rocha *et al.*, 2021). 24

Figura 3.6. Modelo deposicional de Wan *et al.* (2018) para a Formação Itapema, no Campo de Libra da Bacia de Santos (Modificado de Wan *et al.*, 2018)..... 25

Figura 3.7. Modelo de Fácies de Muniz & Bosence (2018) para a Formação Coqueiros, Grupo Lagoa Feia, Bacia de Campos. O modelo mostra a distribuição das fácies lacustres proximais às distais, que depende de fatores como o nível do lago e os níveis base de onde de tempo bom e de tempestade..... 28

Figura 3.8. Modelo deposicional esquemático da deposição dos sedimentos da fase rifte da Bacia de Campos (Goldberg *et al.*, 2016). Mostra-se a redeposição de sedimentos de águas rasas para regiões mais profundas devido a eventos de colapso controlados tectonicamente. 29

Figura 3.9. Diagrama esquemático do sistema hidrotermal atuante nas rochas do Pré-sal no norte da Bacia de Campos. A mistura de fluidos que compõem o sistema hidrotermal da bacia é proveniente de diversas fontes: B) embasamento Pré-Cambriano; C) rochas vulcânicas da Formação Cabiúnas; R) Depósitos das formações Atafona e Coqueiros (seção rifte); e S) manto superior serpentinizado. No esquema também é mostrado: M) rochas magmáticas; A) porções no topo da Formação Macabu com camadas de anidrita mais espessas; e H) intervalos afetados

pela alteração hidrotermal, com processos de dolomitização, silicificação e dissolução (Lima, 2020).....	30
Figura 3.10. Representação esquemática dos ciclos e fácies ideais da Formação Morro do Chave, Bacia de Sergipe-Alagoas: A) grau de fragmentação das conchas, conteúdo de matriz siliciclástica, conteúdo de partículas carbonáticas e siliciclásticas e o volume de argila marcando os ciclos de alta frequência; e B) sub-ambientes do paleolago representadas pelas seguintes associações de fácies de: 1) embaiamento e palustre; 2) barras e barras retrabalhadas; 3) lago profundo; e 4) fluvial e leques laterais (Favoreto <i>et al.</i> , 2021).	32
Figura 4.1. Proporção entre as litologias caracterizadas na descrição de testemunhos: Calcirrudito (CRU), Calcarenito (CRE), Calcilutito (CLU), Siltito (ST) e Dolomito (DOL). 33	33
Figura 4.2. Perfil sedimentológico em escala 1/40 do intervalo referente à Formação Itapema no poço 3-BRSA-944A-RJS, Campo de Búzios da Bacia de Santos, adicionado ao perfil de raio gama, as litofácies, a localização das lâminas delgadas descritas na petrografia e os gráficos em barra dos tipos de constituintes primários, articulação e fragmentação de bioclastos de bivalves e a porosidade petrográfica visual.	34
Figura 4.3. Fotomicrografias dos principais constituintes primários descritos: A) bioclastos de bivalves desarticulados e fragmentados, nesse caso, com as linhas de crescimento preservadas (//P – 5788,10 m); B) litoclastos peloidais-bioclásticos (//P – 5785,60 m); C) bioclastos de ostracodes (//P – 5782,40 m); D) oncoides (//P – 5783,00 m); E) peloides (//P – 5787,15 m); F) litoclasto de coquina (//P – 5788,70 m); G) quartzo detrítico monocristalino, feldspato e mica em siltito (//P – 5787,15 m); e H) quartzo detrítico monocristalino, feldspato e mica em siltito (XP – 5787,15 m). //P: Nicóis paralelos. XP: Nicóis cruzados.	36
Figura 4.4. Fotomicrografias dos tipos de fragmentação, articulação e poros observados nas lâminas delgadas: A) bioclastos de bivalves majoritariamente fragmentados (5788,45 m); B) bioclasto de bivalve inteiro desarticulado (5779,65 m); C) bioclasto de bivalve articulado (5777,30 m); D) poro intercrystalino (5776,40 m); E) poros interpartícula e intrapartícula (5791,00 m); e F) poros móldicos (5788,45 m). Todas as fotomicrografias foram realizadas em condição de nicóis paralelos.	38
Figura 4.5. Fotos de detalhe da litofácies Estromatólito (ETR): A) visão geral da litofácies, apresentando concreção de sílica (5789,31 m); e B) estrutura dômica com laminação estromatolítica (5789,31 m).....	42

- Figura 4.6. Fotos de detalhe da litofácies Calcarenito Bioclástico: A) laminação cruzada incipiente (5786,79 m); B) fraturas (5789,98 m); e C-E) concreções e nódulos de sílica (C-D: 5781,82m; E: 5795,53 m).....44
- Figura 4.7. Fotomicrografias das microfácies: A-B) Calcarenito Grosso Bioclástico, com a presença de bioclastos de bivalves fragmentados (//P e XP, respectivamente; 5788,10 m); e C-D) Calcarenito muito fino a médio, rico em bioclastos de ostracodes, e presença de peloides (//P e XP, respectivamente; 5786,25 m). //P: Nicóis paralelos. XP: Nicóis cruzados.....47
- Figura 4.8. Fotos de detalhe da litofácies Calcirrudito Bioclástico: A-D) bioclastos inteiros e articulados em meio à matriz (A: 5777,35 m; B: 5789,00 m; C: 5776,52 m; e D: 5790,64 m); E) contra-molde de bioclasto de bivalve inteiro (5791,17 m); e F) molde de bioclasto de bivalve inteiro (5791,34 m).....49
- Figura 4.9. Fotomicrografias referentes às microfácies: A-B) CRUo (5791,30 m); C-D) CRUog (5779,65 m); E-F) CRUbm (5788,70 m); e G-H) CRUbm (5782,00 m); todas em nicóis paralelos e cruzados, respectivamente.....54
- Figura 4.10. Fotos de detalhe e fotomicrografias referentes à litofácies Calcilitito (CLU): A-C) fotos de detalhe com a presença de laminação plano-paralela e fraturas nos calcilititos (A: 5776,65 m; B: 5777,43 m; e C: 5776,97 m); e D-E) fotomicrografias representando a abundância de microesparita nos calcilititos observadas em descrição petrográfica (D: //P; E: XP; 5776,40 m). //P: Nicóis paralelos. XP: Nicóis cruzados.57
- Figura 4.11. Fotos de detalhe (A-C) e fotomicrografias (D-E) referentes à litofácies Siltito (ST): A) concreções e nódulos de sílica (5778,35 m); B) estruturas de carga (5776,26 m); C) laminação plano-paralela (5778,50 m); e D-E) constituintes primários como quartzo, feldspato, mica e minerais opacos (//P e XP, respectivamente; 5776,15 m). //P: Nicóis paralelos. XP: Nicóis cruzados.59
- Figura 4.12. Fotos de detalhe e fotomicrografias referentes à litofácies Dolomito (DOL): A-B) fotos de detalhe de laminação plano-paralela incipiente e fraturas sub-verticais preenchidas por calcita (A: 5784,81 m; e B: 5785,12 m); e C-D) fotomicrografias representando a microesparita e fraturas preenchidas por calcita em mosaico em dolomito (//P e XP, respectivamente; 5785,05 m). //P: Nicóis paralelos. XP: Nicóis cruzados.61
- Figura 4.13. Perfil sedimentológico em escala 1/40 do intervalo referente à Formação Itapema no poço 3-BRSA-944A-RJS, Campo de Búzios da Bacia de Santos, adicionado aos ambientes deposicionais (Muniz & Bosence, 2018), ao perfil de raio gama, às litofácies, à localização das

lâminas delgadas descritas na petrografia e os gráficos em barra dos tipos de constituintes primários, articulação e fragmentação de bioclastos de bivalves.....	65
------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1. Relação das litofácies e microfácies caracterizadas no testemunho 3 do poço 3-BRSA-944A-RJS do Campo de Búzios, Bacia de Santos.....	39
Tabela 4.2. Síntese das fácies descritas no poço 3-BRSA-944A-RJS do Campo de Búzios, Bacia de Santos.....	40
Tabela 4.3. Relação entre as fácies analisadas no presente trabalho e o modelo de Paleoambiente Depositional de Muniz & Bosence (2018).....	64

LISTA DE QUADROS

Quadro 2.1. Características observadas durante a descrição petrográfica das 32 lâminas delgadas no intervalo da Formação Itapema do poço 3-BRSA-944A-RJS.....	10
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	VIII
RESUMO	IX
ABSTRACT	IX
LISTA DE FIGURAS	X
LISTA DE TABELAS	XV
LISTA DE QUADROS	XVI
SUMÁRIO	XVII
1. INTRODUÇÃO	1
2. MATERIAIS E MÉTODOS	4
2.1. MATERIAIS E LOCALIZAÇÃO	4
2.2. MÉTODOS	6
2.2.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.2.2. DESCRIÇÃO DE TESTEMUNHOS	7
2.2.3. DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA	9
2.2.4. ANÁLISE DE FÁCIES	11
2.2.5. SUCESSÃO DE FÁCIES E PALEOAMBIENTE DEPOSICIONAL	11
3. GEOLOGIA REGIONAL	13
3.1. ASPECTOS GERAIS	13
3.2. EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA	14
3.2.1. FORMAÇÃO ITAPEMA	19
3.2.1.1. DEPÓSITOS BIOCLÁSTICOS ANÁLOGOS	26
3.2.1.1.1. Bacia de Campos	26
3.2.1.1.2. Bacia de Sergipe-Alagoas	30
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	33
4.1. DESCRIÇÃO DE TESTEMUNHOS	33
4.2. DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA	35

4.3.	ANÁLISE DE FÁCIES.....	39
4.3.1.	<i>LITOFÁCIES ESTROMATÓLITO (ETR)</i>	42
4.3.2.	<i>LITOFÁCIES CALCARENITO BIOCLÁSTICO (CREB)</i>	43
4.3.2.1.	Microfácies Calcarenito Grosso Bioclástico (CREgb)	45
4.3.2.2.	Microfácies Calcarenito Muito Fino a Médio, Rico em Bioclastos de Ostracodes (CREocd)	46
4.3.3.	<i>LITOFÁCIES CALCIRRUDITO BIOCLÁSTICO</i>	48
4.3.3.1.	Microfácies Calcirrudito Oncolítico Fino a Médio com Bioclastos (CRUo)	50
4.3.3.2.	Microfácies Calcirrudito Oncolítico com Bioclastos e Gradação Normal (CRUog)	51
4.3.3.3.	Microfácies Calcirrudito Médio Bioclástico (CRUbm).....	52
4.3.3.4.	Microfácies Calcirrudito Bioclástico com Matriz (CRUbmf).....	53
4.3.4.	<i>LITOFÁCIES CALCILUTITO (CLU)</i>	55
4.3.5.	<i>LITOFÁCIES SILTITO</i>	58
4.3.6.	<i>LITOFÁCIES DOLOMITO (DOL)</i>	60
4.4.	PALEOAMBIENTE DEPOSICIONAL E SUCESSÃO DE FÁCIES.....	62
5.	CONCLUSÕES	66
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	68
	ANEXO A – DIAGRAMA ESTRATIGRÁFICO DA BACIA DE SANTOS (MOREIRA ET AL., 2007).	73
	APÊNDICE A – FOTOGRAFIAS DOS CONJUNTOS DE TESTEMUNHOS POR CAIXA	74
	APÊNDICE B – GRÁFICOS SUPORTE PARA DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA	79

1. INTRODUÇÃO

A descoberta dos reservatórios com grandes acumulações de óleo leve no Pré-sal, intervalo sob a extensa camada de sal nas bacias da margem continental leste brasileira, nas últimas décadas, foi uma das mais relevantes internacionalmente (Petrobras). Ela teve a capacidade de alocar o Brasil em um patamar estratégico no cenário de produção de petróleo (Petrobras; Pré-sal Petróleo S.A.). Em 2021, esteve na nona posição entre os quinze maiores produtores de petróleo no mundo (IBP, 2022), chegando a produzir 2.923 Mboe/dia em 2022 (ANP, 2022).

Desde 2019, o Campo de Búzios, localizado no polígono Pré-sal da Bacia de Santos, é o segundo campo com maior produção do Brasil (Figura 1.1). Sua produção vem aumentando de forma significativa e chegando a abranger 18,67% de toda a produção do Brasil em 2022 com 564 Mbbl/dia, conforme o Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural da ANP (ANP, 2022).

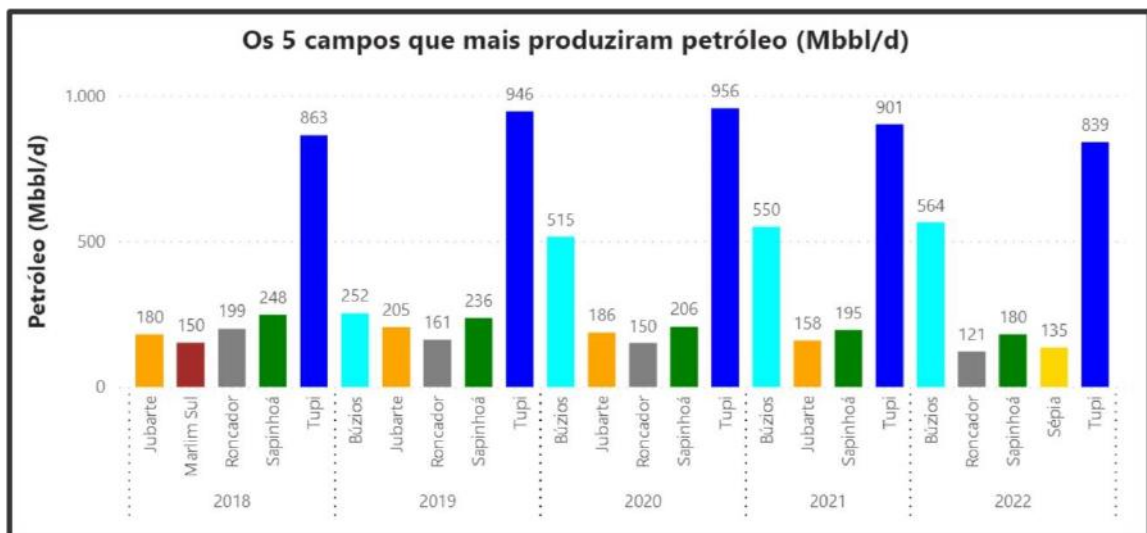


Figura 1.1. Relação dos campos com maior produção de petróleo no Brasil de 2018 a 2022 (ANP, 2022).

Os reservatórios da Formação Itapema, contida no intervalo Pré-sal, compõem um dos principais sistemas petrolíferos da Bacia de Santos (Fernandez & Santos, 2017). Apesar da extensa bibliografia disponível a respeito das unidades análogas à Formação Itapema, o conhecimento sobre essa formação ainda está sendo consolidado, com o seu acervo de publicações científicas ainda em construção.

A base fornecida por Moreira *et al.* (2007) acerca da Formação Itapema é aprofundada por alguns estudos recentes, principalmente com os campos de Mero e Libra como objetos de estudo (Carlotto *et al.*, 2017; Rancan *et al.*, 2018; Wan *et al.*, 2019; Eberli *et al.*, 2019; Rocha *et al.*, 2019; Barnett *et al.*, 2020; Chinelatto *et al.*, 2020; Leite *et al.*, 2020; Rocha *et al.*, 2021; Oliveira *et al.*, 2021).

Portanto, entende-se que a publicação de trabalhos relacionados às rochas da Formação Itapema torna-se cada vez mais necessária para um melhor entendimento dos importantes reservatórios do Pré-sal da Bacia de Santos. Além de que um enfoque para esta unidade bioclástica no Campo de Búzios torna-se importante devido à escassez de publicações disponíveis em meio a um cenário de crescimento anual da produção de hidrocarbonetos nesse campo.

Este estudo tem como objetivo identificar em descrição de testemunho as litologias e presença de fosseis e, em descrição petrográfica, a litologia, estrutura (petrotrama), seleção (textura), os tipos de constituintes primários e fragmentação e articulação dos bioclastos de bivalves em um testemunho e lâminas delgadas, respectivamente, em escala de reservatório (1:40) acerca da Formação Itapema no poço 3-BRSA-944A-RJS do Campo de Búzios da Bacia de Santos.

Espera-se, também, identificar as litofácies, as microfácies e a sucessão de fácies referentes à essa porção analisada. A partir disso, pretende-se correlacionar as fácies

caracterizadas nesse presente trabalho com o modelo de fácies de Muniz & Bosence (2018) como fim de discutir a evolução paleodeposicional dessa unidade bioclástica no Campo de Búzios.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. Materiais e Localização

Esta pesquisa foi realizada com base no testemunho de sondagem 3 (Figura 2.1) do poço 3-BRSA-944A-RJS, localizado no Campo de Búzios da Bacia de Santos, que foi disponibilizado pelo projeto PRESAL desenvolvido no Laboratório de Geologia Sedimentar da Universidade Federal do Rio de Janeiro (Lagesed UFRJ), coordenado pelo Professor Leonardo Borghi.

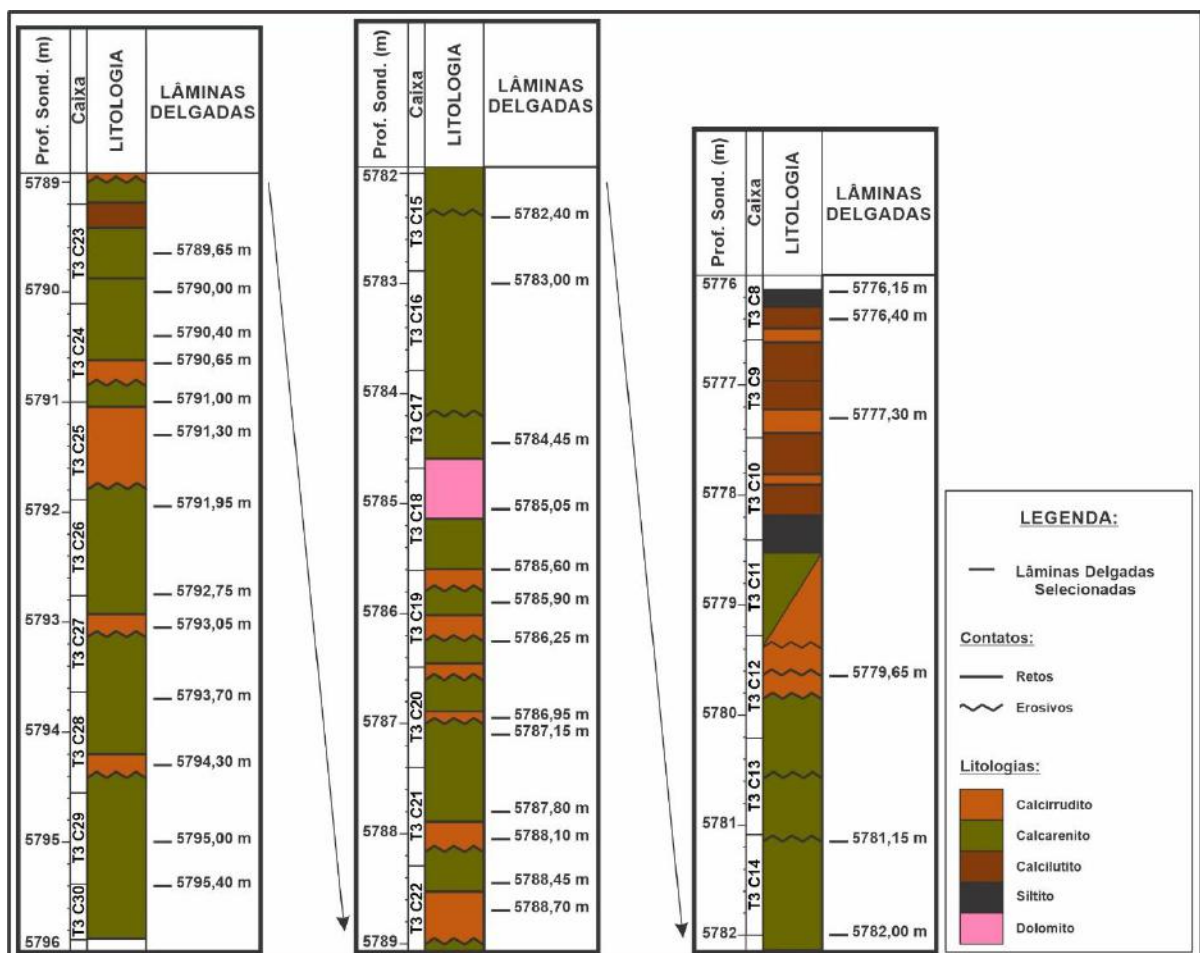


Figura 2.1. Relação das 32 lâminas delgadas seleccionadas a partir dos 19,80 metros de testemunho do poço 3-BRSA-944A-RJS do Campo de Búzios, Bacia de Santos.

O intervalo de estudo compreende a porção superior da Formação Itapema e se constitui de 19,80 metros de rocha entre as profundidades de 5.776 m e 5.795,70 m (Apêndice A). Foram selecionadas e descritas 32 lâminas delgadas de plugues e amostras laterais do intervalo de testemunho estudado (Figura 2.1).

O poço 3-BRSA-944A-RJS está localizado no Campo de Búzios, contido no polígono Pré-sal na Bacia de Santos (Figura 2.2), e possui coordenadas -24:34:44,167 (LAT) e -42:32:29,245 (LON). Esse poço é do tipo exploratório de extensão e possui confidencialidade do tipo pública. Para acessar os dados do poço, assim como de suas amostras de rochas e fluidos, é necessário realizar uma solicitação junto à Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis.

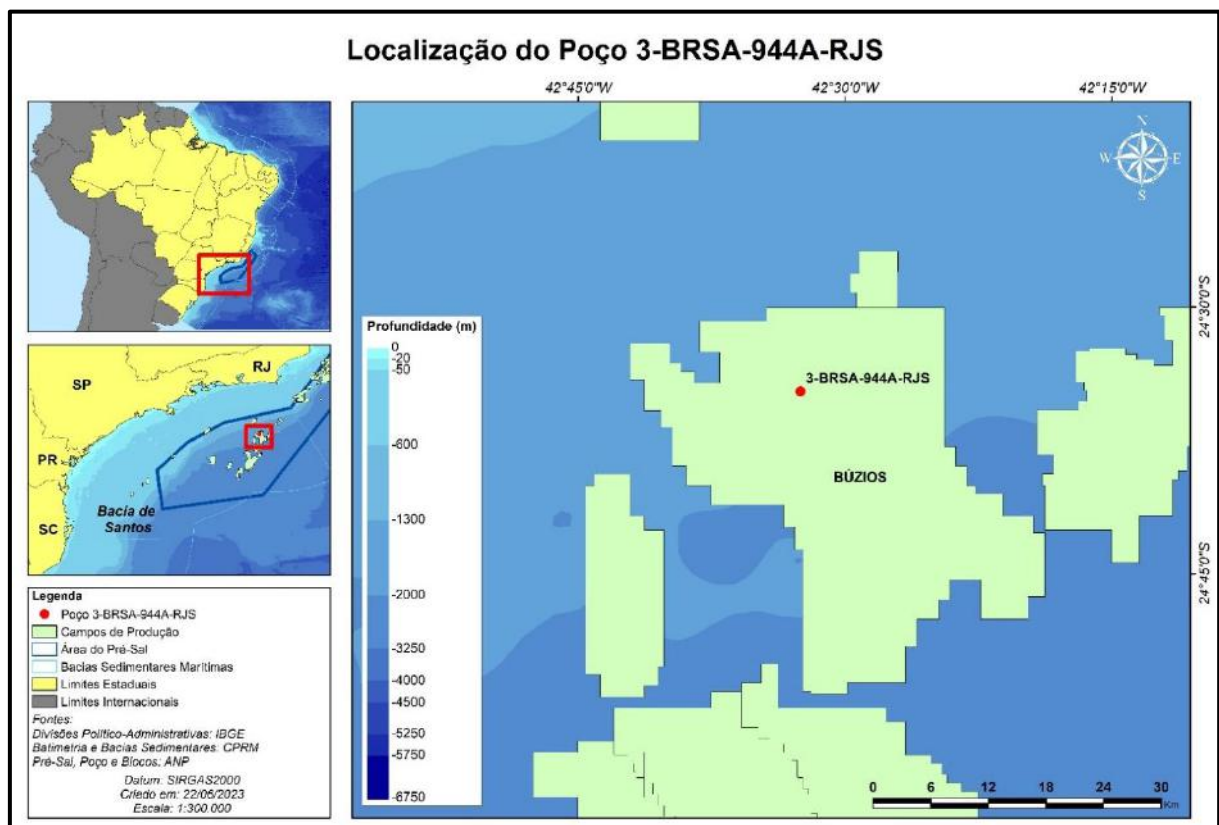


Figura 2.2. Mapa de localização da Bacia de Santos e da área de estudo, com enfoque para o poço 3-BRSA-944A-RJS, no Campo de Búzios da Bacia de Santos, a sudeste do Estado do Rio de Janeiro.

2.2. Métodos

As etapas de trabalho e respectivos métodos subdividiram-se em cinco fases principais: 1) revisão bibliográfica; 2) descrição de testemunhos; 3) descrição petrográfica; 4) análise de fácies; e 5) interpretação de paleoambiente deposicional e sucessão de fácies. O método é detalhado nos itens 2.2.1 a 2.2.5 e abaixo é apresentado um fluxograma das atividades desenvolvidas (Figura 2.3).

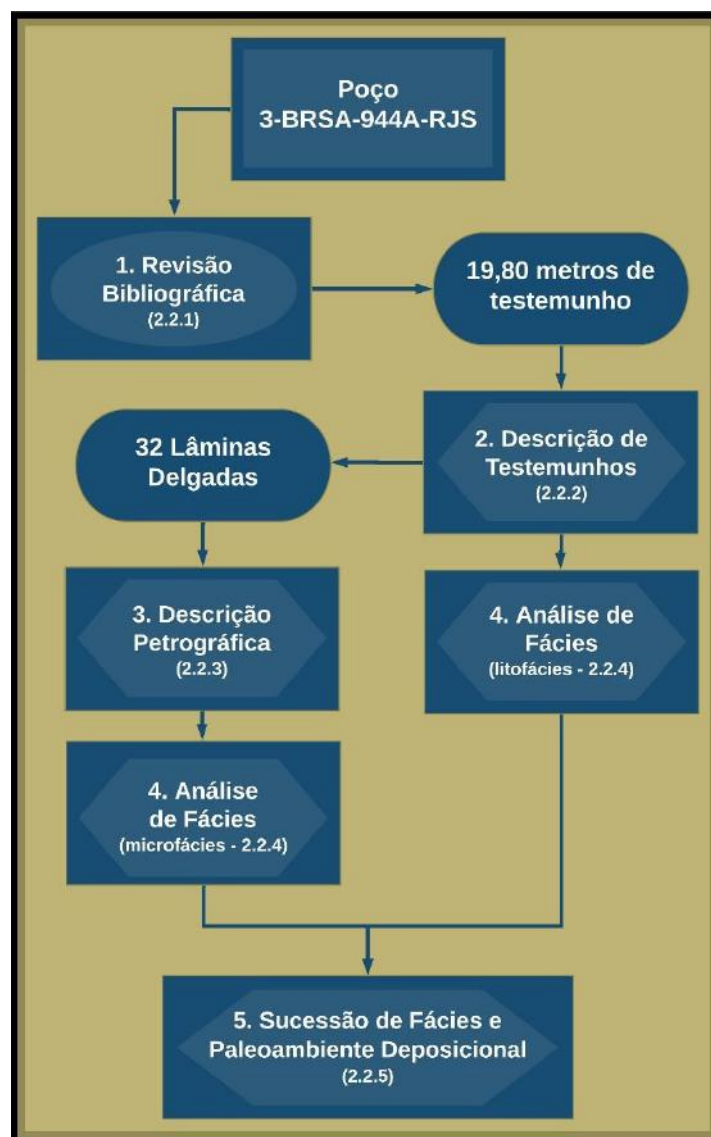


Figura 2.3. Fluxograma das etapas de trabalho realizadas durante a pesquisa: 1) revisão bibliográfica; 2) descrição de testemunhos; 3) descrição petrográfica; 4) análise de fácies; e 5) interpretação de paleoambiente deposicional e sucessão de fácies.

2.2.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A pesquisa bibliográfica foi realizada para conhecer o contexto geológico da Formação Itapema da Bacia de Santos e as suas discussões relacionadas, como do intervalo Pré-sal como um todo e de suas unidades análogas.

Para isso, os tópicos com enfoque foram os aspectos gerais e a evolução tectono-estratigráfica da Bacia de Santos (Mohriak, 2003; Moreira *et al.*, 2007), a Formação Itapema (Carlotto *et al.*, 2017; Rancan *et al.*, 2018; Barnett *et al.*, 2020; Chinelatto *et al.*, 2020; Leite *et al.*, 2020; Rocha *et al.*, 2021; Oliveira *et al.*, 2021) e as unidade análogas à Formação Itapema (Tavares *et al.*, 2015; Goldberg *et al.*, 2016; Muniz & Bosence, 2018; Lima & De Ros, 2019; Oliveira *et al.*, 2019; Garcia *et al.*, 2020; Lima, 2020; Favoreto *et al.*, 2021).

2.2.2. DESCRIÇÃO DE TESTEMUNHOS

O intervalo de profundidade de 5.776 m a 5.795,70 m do testemunho 3-BRSA-944A-RJS foi escolhido de acordo com um limite superior com o contato entre as rochas da Formação Itapema e da Formação Barra Velha, e com o limite inferior o término do testemunho disponibilizado do poço em questão.

A descrição de testemunhos e a confecção do perfil sedimentológico foram realizadas com o auxílio de uma lupa de mão, em escala 1/40. Foram utilizados critérios: (1) sedimentológicos, como fragmentação, orientação, empacotamento, tamanho e seleção (Dal' Bó *et al.*, 2020); (2) da presença de estruturas e outras feições, como fraturas, bioclastos articulados, concreções e nódulos de sílica; (3) de litologia; (4) de granulometria (Udden-

Wentworth, 1922); (5) da porcentagem visual de matriz e tipo de matriz; e (6) de porosidade (Choquette and Pray, 1970 – Figura 2.4): tipo de poro, porcentagem visual e tamanho.

A classificação litológica utilizada durante a descrição dos testemunhos para as rochas carbonáticas compostas de grãos transportados e autigênicos foi de Grabau (1904), onde as rochas são classificadas em calcirruditos (>2mm), calcarenitos (0,062mm a 2mm) e calcilitos (<0,002 a 0,062mm) (*apud* Flügel, 2004).

Essa descrição macroscópica possui a finalidade de auxiliar na identificação e seleção das lâminas delgadas, além de apoiar o desenvolvimento da análise de fácies (litofácies) para a interpretação paleodeposicional. Além disso, o perfil sedimentológico elaborado nessa etapa é utilizado para entender a sucessão de fácies no intervalo de estudo.



Figura 2.4. Classificação dos tipos de poros (Choquette & Pray, 1970; Dal'bó et al, 2020).

2.2.3. DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

A seleção das trinta e duas lâminas delgadas foi feita considerando critérios para uma maior representatividade do intervalo estudado, como de litologia, heterogeneidade vertical, diagênese, petrotrama, textura e as camadas descritas na descrição de testemunhos.

Foram disponibilizadas as imagens escaneadas das trinta e duas lâminas delgadas com microscópio ótico Axio Scan.Z1, de objetivas N-Achroplan (10x) e Plan-Apochromat (10x) e câmera Hitachi HV F202. A descrição microscópica e a aquisição das fotomicrografias foram realizadas com o auxílio do *software* ZEN (© Carl Zeiss Microscopy GmbH), na versão 3.6.095.08000.

Durante a descrição petrográfica, as lâminas delgadas foram caracterizadas segundo os parâmetros de litologia, petrotrama (estruturas, contatos, empacotamento e orientação dos bioclastos – Figura 2.5), textura (seleção, granulometria, esfericidade e arredondamento), composição primária, diagênese (graus de cimentação, substituição, dissolução e recristalização, e tipos de cimentos e substituições) e porosidade (tipos de poros). Complementarmente, os aspectos de articulação, fragmentação, micritização, e presença de linhas de crescimento em bioclastos também foram observados (Quadro 1).

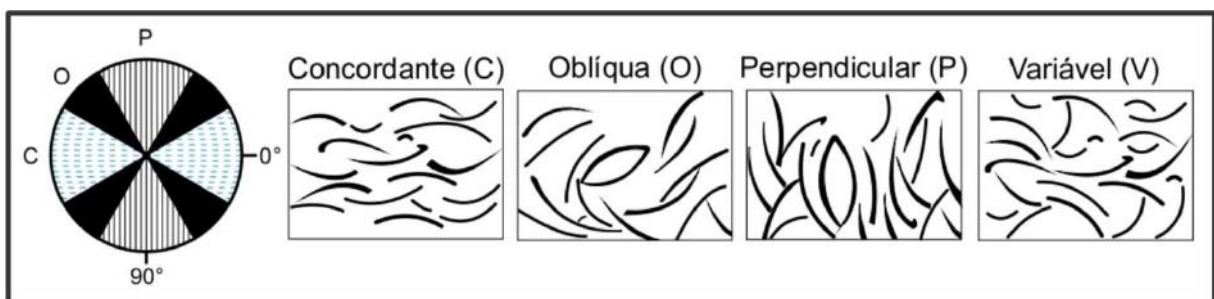


Figura 2.5. Orientação relativa das conchas de acordo com o acamamento (Kidwell *et al.*, 1986; Dal'bó *et al.*, 2020).

A classificação litológica utilizada na descrição microscópica seguiu a mesma classificação de Grabau (1904) empregada na descrição macroscópica. A classificação de Choquette & Pray (1970) foi utilizada para identificar os tipos de poros nas lâminas delgadas.

Gráficos em barra 2D foram construídos a partir das porcentagens petrográficas visuais dos constituintes primários, articulação e fragmentação dos bioclastos de bivalves e ostracodes, porosidade e tipos de poros para observar suas variações ao longo do intervalo do estudo. A caracterização petrográfica e os gráficos gerados orientaram a análise faciológica (microfácies) e o estudo de paleoambiente deposicional.

Litologia	Litologia
Petrotrama	Estruturas
	Contatos
	Suporte
	Empacotamento
	Orientação dos Bioclastos
Textura	Seleção
	Granulometria
	Esfericidade
	Arredondamento
Constituintes Primários	Constituintes Carbonáticos/Fosfáticos
	Constituintes Siliciclásticos
Diagênese	Grau de Cimentação
	Grau de Substituição
	Grau de Dissolução
	Grau de Recristalização
	Tipos de Cimentos
	Substituições
Porosidade	Tipos de Poros
Outras Características	Articulação
	Fragmentação
	Micritização
	Linhas de Crescimento Preservadas

Quadro 2.1. Características observadas durante a descrição petrográfica das 32 lâminas delgadas no intervalo da Formação Itapema do poço 3-BRSA-944A-RJS.

2.2.4. ANÁLISE DE FÁCIES

A análise de fácies foi realizada tendo como base a descrição de testemunhos e petrográfica. As litofácies foram identificadas de acordo com as litologias e a presença de fósseis caracterizados na descrição de testemunhos. Já as microfácies foram definidas segundo os critérios observados na descrição petrográfica de: litologia, petrotrama (estruturas), textura (seleção) e os tipos de constituintes primários. Essa análise teve como base estudos faciológicos nas bacias de Santos (Leite *et al.*, 2020; Rocha *et al.*, 2021) e Campos (Goldberg *et al.*, 2016; Muniz & Bosence, 2018).

As litofácies e microfácies foram caracterizadas com o fim de auxiliar na interpretação de paleoambiente deposicional nas rochas do intervalo de testemunho e lâminas delgadas em estudo.

2.2.5. SUCESSÃO DE FÁCIES E PALEOAMBIENTE DEPOSICIONAL

As análises de litofácies e microfácies, juntamente com o perfil sedimentológico elaborado, foram base para investigar a sucessão de fácies. Já para a interpretação de paleoambiente deposicional, foram levadas em consideração as descrições de testemunhos e petrográfica e as análises de fácies.

Em específico, o grau de fragmentação e articulação dos bioclastos, conforme abordado em Dal'bó *et al.* (2020), como a presença ou ausência de lama carbonática, fornecem informações importantes sobre a energia dos processos e auxiliam na identificação dos paleoambientes, conforme utilizado em Rocha *et al.* (2021). O modelo de fácies de Muniz &

Bosence (2018) foi essencial para o desenvolvimento dessa etapa da pesquisa e foi utilizado como base de correlação e discussão.

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1. Aspectos Gerais

A Bacia de Santos, de idade mesozoica, compreende uma área de cerca de 350.000 km² na porção sudeste da margem continental leste brasileira, estendendo-se até a cota batimétrica de 3.000 m (Moreira *et al.*, 2007; Fernandez & Santos, 2017). Essa bacia abrange em extensão desde o sul do Estado do Rio de Janeiro até o norte do Estado de Santa Catarina (Moreira *et al.*, 2007; Abelha, 2017) - Figura 3.1.

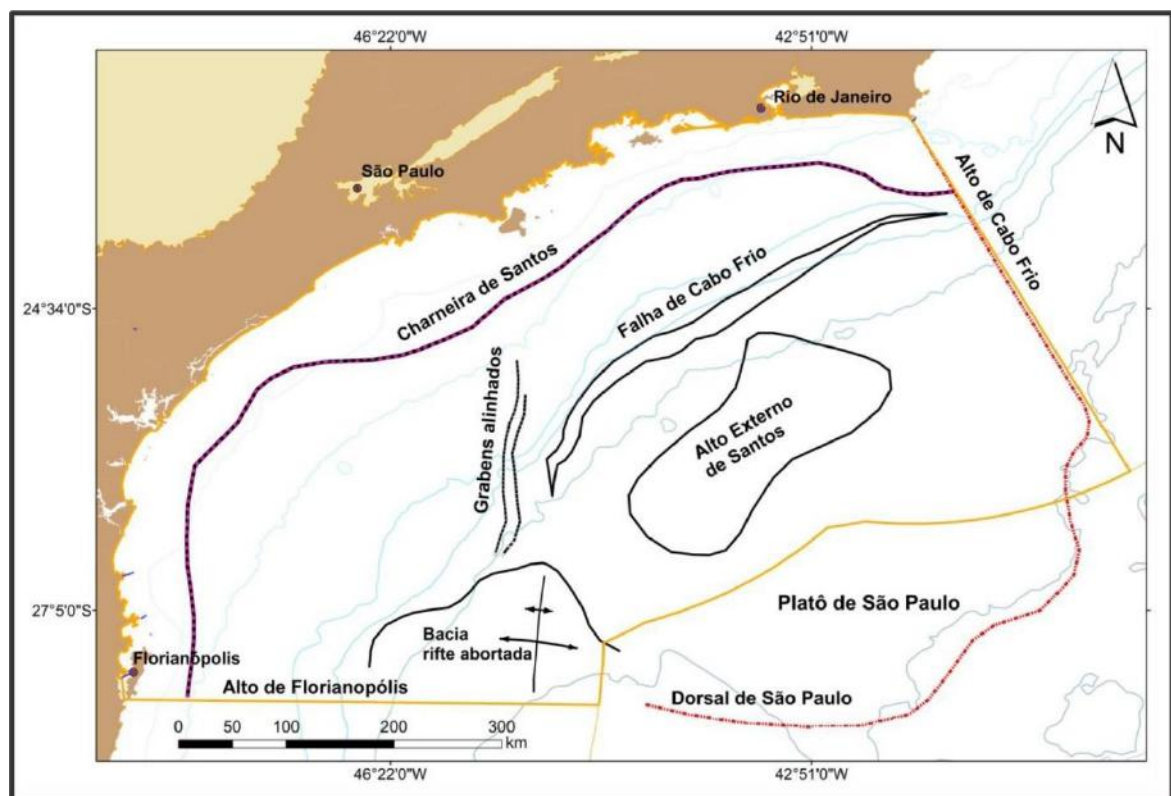


Figura 3.1. Mapa de localização da Bacia de Santos, limitada a norte pelo Alto de Cabo Frio e a sul pelo Alto de Florianópolis, a oeste pela linha de costa atual e a leste pelo Platô de São Paulo, indicando os componentes essenciais de seu arcabouço regional (Garcia *et al.*, 2012; Abelha, 2017).

Os limites dessa bacia são definidos a norte pela Bacia de Campos através do Alto de Cabo Frio e a sul pela Bacia de Pelotas através do Alto de Florianópolis. Já a oeste, o limite é marcado pela atual linha de costa com os Cinturões de Serras Costeiras ou pela Charneira Cretácea de Santos (depósitos do Cretáceo), e à leste pelo Platô de São Paulo (Macedo, 1989; Carvalho *et al.*, 1990; Moreira *et al.*, 2007; Fernandez & Santos, 2017). O maciço da Carioca e as serras do Mar e da Mantiqueira compõem esses cinturões de serras mencionados (Macedo, 1989; *apud* Fernandez & Dos Santos, 2017).

Neste capítulo são apresentadas as etapas de sedimentação e estruturação da Bacia de Santos desde a fragmentação do Gondwana, passando pela descrição das supersequências Rifte, Pós-Rifte e Drifte, com detalhamento para a Supersequência Rifte e a Formação Itapema, que são o foco deste estudo.

3.2. Evolução Tectono-Estratigráfica

A amalgamação do Supercontinente Gondwana no Neoproterozoico, durante os ciclos Brasileiro e Panafricano, resultou na formação dos sistemas orogênicos existentes atualmente no território brasileiro (Hasui *et al.*, 2012). Um desses sistemas é a Província Mantiqueira, que é compartimentada nos orógenos Araçuaí, Dom Feliciano e Ribeira. As rochas dessa última compõem o embasamento da bacia foco deste trabalho e são marcadas por estruturas de direção NE-SW (Moreira *et al.*, 2007; Mohriak, 2003).

Com a ruptura do Gondwana e a separação das placas sul-americana e africana (Mohriak *et al.*, 1998a; *apud* Mohriak, 2003), foram formadas as diversas bacias da margem continental leste brasileira, além do Oceano Atlântico Sul. Essa fragmentação ocorreu devido a movimentos extensionais no supercontinente durante o Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior (Asmus &

Porto, 1980; Asmus & Baisch, 1983; Szatmari *et al.* 1985; Chang *et al.* 1992; *apud* Mohriak, 2003) e se propagou do sul ao norte, como no funcionamento de um zíper (Rabinowitz & LaBrecque, 1979; Figueiredo, 1985; Szatmari *et al.* 1985; Conceição *et al.* 1988; Davison, 1999; Jackson *et al.* 2000; *apud* Mohriak, 2003).

Em relação ao modelo geodinâmico para as bacias da margem continental brasileira (Figura 3.2), a evolução da Bacia de Santos, em específico, foi dividida em três importantes estágios tectônicos: as fases rifte e pós-rifte (Figura 3.3) seguidas pela fase drifte (Moreira *et al.*, 2007; Chaboureau *et al.*, 2013 – Anexo A).

Na fase rifte, no geral, há primeiramente o início da extensão que levou à ruptura do Gondwana (Figura 3.2 - A), com um estiramento litosférico, a subida do manto e o aparecimento de hemigrábens, preenchidos por sedimentação continental lacustre. Ocorrem, então, um novo aumento na extensão litosférica, rotação dos hemigrábens por grandes falhas e preenchimento com sedimentos com menor influência da rotação, e o aparecimento da crosta oceânica. Em seguida, ocorre a propagação do espalhamento oceânico a partir do sul e a formação de rochas magmáticas intrusivas, um momento em que as grandes falhas são reativadas e os hemigrábens são erodidos em escala regional. (Figura 3.2 - B) (McKenzie, 1978; Cainelli & Mohriak, 1998; Cainelli & Mohriak, 1999; *apud* Mohriak, 2003; Kukla *et al.*, 2018).

Para a fase pós-rifte (bacia *sag*), ocorre uma subsidência termal, a diminuição de temperatura da anomalia térmica da astenosfera e a deposição de sedimentos pouco afetados por falhas (Figura 3.2 – C e D). Sobre esses depósitos, houve uma sedimentação evaporítica (Figura 3.2 – E) (McKenzie, 1978; Cainelli & Mohriak, 1998; Cainelli & Mohriak, 1999; *apud* Mohriak, 2003).

Com o início da fase drifte, houve a sedimentação carbonática em plataformas de águas rasas, o avanço do espalhamento através de toda a província aptiana de sal e a fragmentação do

paleocontinente Gondwana, com uma posterior sedimentação marinha em águas profundas (Figura 3.2 - G) (McKenzie, 1978; Cainelli & Mohriak, 1998; Cainelli & Mohriak, 1999; *apud* Mohriak, 2003; Kukla *et al.*, 2018). Ainda conforme Mohriak (2003), o final do Cretáceo nessas bacias é marcado por progradações de sedimentos siliciclásticos que forçam uma regressão marinha, por falhas do embasamento reativadas e por episódios magmáticos (Cainelli & Mohriak, 1998).

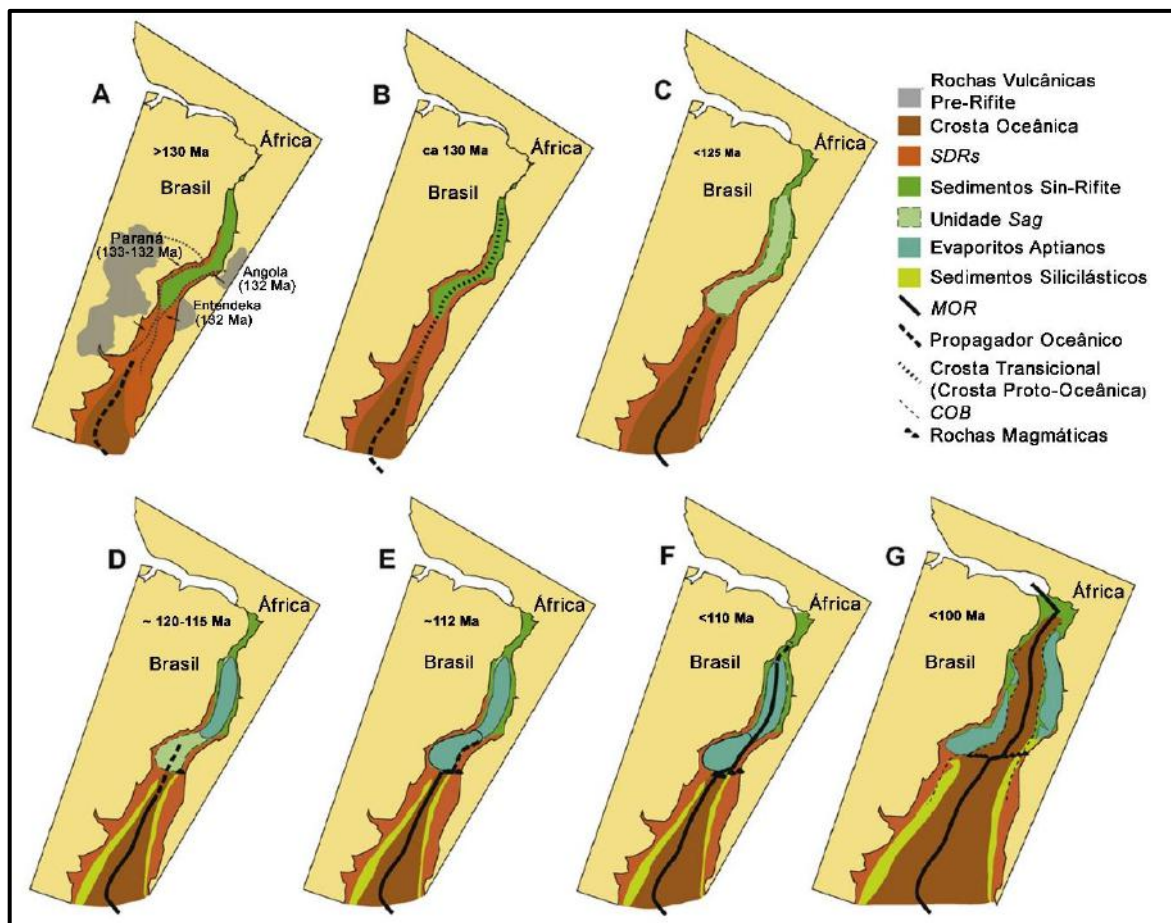


Figura 3.2. Mapa esquemático da evolução geodinâmica do Atlântico Sul ao longo do tempo geológico (Kukla *et al.*, 2018; Reston, 2010). Mostra-se das fases rifte a drifte a formação das bacias da margem continental entre o leste da América do Sul e o oeste da África. A) rifteamento e a sedimentação sin-rifte nos grábens do segmento central; B) propagação do espalhamento a partir do segmento sul e a formação de rochas magmáticas nas bacias do tipo rifte no segmento central; C) deposição dos sedimentos na fase sag acima da crosta continental rifteada nas bacias proximais e das rochas magmáticas intrusivas nas bacias mais distais; D) avanço do propagador magmático para a região central da Bacia de Santos; aumento da deposição de sedimentos siliciclásticos no segmento Sul; E) interrupção do propagador magmático e mudança do centro de espalhamento em direção à margem africana; deposição de

evaporitos nas bacias de Santos e Campos; F) avanço do espalhamento através de toda a província aptiana de sal e fragmentação do paleocontinente; G) Configuração final das margens entre a América do Sul e a África após o a fragmentação.

Moreira *et al.* (2007) definem para o registro sedimentar da bacia as superseqüências Rifte, Pós-Rifte e Drifte como respectivas às fases rifte, pós-rifte e drifte. A antiga Formação Guaratiba foi elevada à categoria de grupo, sendo composta por cinco formações, das quais três estão inseridas na fase rifte (formações Camboriú, Piçarras e Itapema) e duas na fase pós-rifte (formações Barra Velha e Ariri).

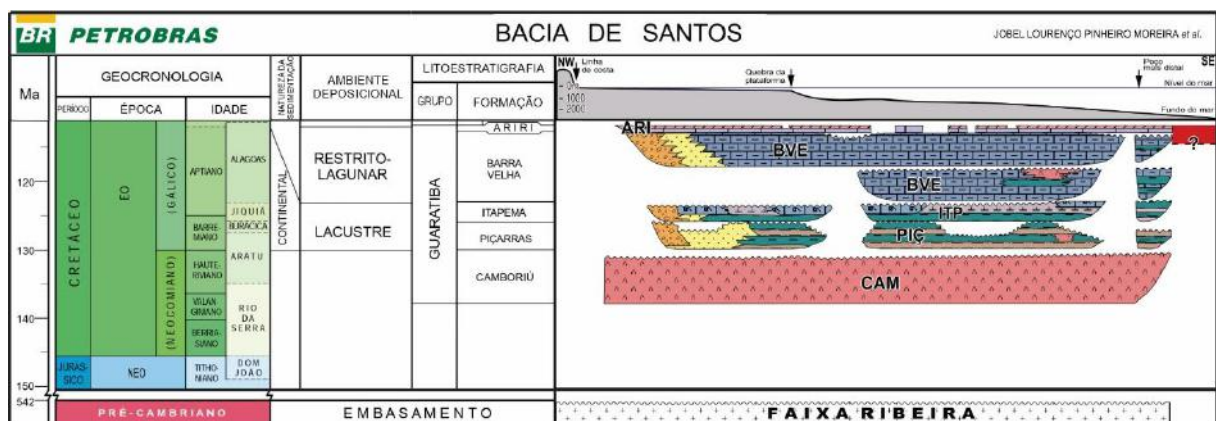


Figura 3.3. Quadro estratigráfico do Grupo Guaratiba da Bacia de Santos. Intervalo que contém a Formação Itapema, foco deste estudo, na fase rifte da bacia (adaptado de Moreira *et al.*, 2007).

A Superseqüência Rifte, de idade hauteriviana-aptiana (idades locais Rio da Serra, Aratu, Buracica e Jiquiá), pode ser subdividida em três seqüências deposicionais distintas: K20-K34, K36 e K38, conforme Moreira *et al.* (2007).

Dispostos sobre as rochas do embasamento, os derrames basálticos de 130-136,4 Ma da Formação Camboriú estendem-se pela bacia quase em sua totalidade e representam a seqüência K20-K34 (Moreira *et al.*, 2007).

Já a Formação Piçarras, conhecida como sequência K36, é representada por arenitos e pelitos talco-estevensíticos, e folhelhos ricos em matéria orgânica (Moreira *et al.*, 2007). Seus sedimentos foram depositados em discordância sobre os derrames basálticos, acima dos hemigrábens da fase rifte da bacia, e possuem padrão sísmico divergente (Moreira *et al.*, 2007).

A Formação Itapema (detalha na próxima subseção), teve a deposição de seus sedimentos entre 126,4 Ma (Neobarremiano) e 123,1 Ma (Eoaptiano), abrangendo os andares locais Buracica superior e Jiquiá (sequência K-38). Essa unidade é limitada na base pela discordância Jiquiá/Buracica (intrabarremiana) e no topo pela discordância Alagoas/Jiquiá (equivalente à discordância Pré-Alagoas da Bacia de Campos), conforme Moreira *et al.* (2007). É composta, em geral, por calcirruditos (as coquinas) e folhelhos de coloração escura intercalados, de natureza continental lacustre (Moreira *et al.*, 2007). Ainda conforme os autores, essa formação é constituída de *grainstones* bioclásticos (coquinas), *wackestones* e *packstones* bioclásticos, folhelhos carbonáticos e folhelhos de coloração escura. Os calcirruditos, que podem estar dolomitizados e/ou silicificados, contêm bioclastos de pelecípodes. Os folhelhos escuros são encontrados nas partes mais distais do lago e possuem grande quantidade de matéria orgânica. Ocorrem também, nas porções proximais da bacia, conglomerados e arenitos de leques aluviais, de acordo com Moreira *et al.* (2007). Os sedimentos da Formação Itapema preencheram os hemigrábens da fase rifte e se estendem pela bacia a partir da charneira cretácica, segundo os autores. Além da correlação de poços sugerir variações laterais de fácies denotando a compartimentação e mudanças em condições paleoambientais, como a alcalinidade e salinidade. Essa unidade bioclástica foi definida em um intervalo de 171 m do poço 1-RJS-625, entre as profundidades de -6.330 m e -6.525 m (Moreira *et al.*, 2007).

Os sedimentos da Supersequência Pós-Rifte foram depositados no início da subsidência termal da bacia (Moreira *et al.*, 2007), na fase pós-rifte (bacia *sag*), e foram pouco afetados por

falhas (Mohriak, 2003). Seu registro é composto pelas formações Barra Velha (sequências K44 e K46-K48) e Ariri (Sequência K50), também inseridas no Grupo Guaratiba. A formação aptiana Barra Velha, conforme os autores, é composta predominantemente por calcários microbiais, estromatólitos, laminitos, folhelhos, *grainstones* e *packstones* de ambiente transicional, continental e marinho raso. Vale ressaltar que as formações Piçarras, Itapema e Barra Velha possuem, juntas, uma espessura máxima de 4.200 metros (Moreira *et al.*, 2007). Sobre essa unidade é encontrado o registro que pode chegar a ter mais de 2.000 metros de espessura (Chang *et al.*, 1990; *apud* Abelha, 2017) dos evaporitos neoaptianos da Formação Ariri, constituída de halita, anidrita, taquidrita, carnalita e silvinita (Moreira *et al.*, 2007).

A Supersequência Drifte está relacionada a um contexto ainda de subsidência termal e de tectonismo adiastrófico (Abelha, 2017). É composta pelos grupos Camburi, Frade e Itamambuca, de sedimentos depositados do Albiano ao Recente. Esses grupos são relativos às sequências entre K60-K130, E10-E80 e N10-N60. Seu registro é de sedimentação marinha, passando por ambientes de plataforma, talude, costeiro e profundo (Moreira *et al.*, 2007), e é deformado significativamente em decorrência da tectônica salífera na bacia (Abelha, 2017).

3.2.1. FORMAÇÃO ITAPEMA

A Formação Itapema é composta por rochas constituídas, conforme Leite *et al.* (2020), de bioclastos de bivalves e ostracodes, partículas estevensíticas (ooides, peloides e intraclastos), quartzo monocristalino, K-feldspato, plagioclásio, muscovita, biotita, fragmentos líticos de basalto (em parte alterados para celadonita) e localmente por lâminas de minerais argilomagnesianos e intraclastos bioclásticos. Já Rocha *et al.* (2021) descrevem a presença principalmente de bioclastos de bivalves e, secundariamente, de ooides, oncoides, grãos

envelopados, peloides, litoclastos (geralmente de coquina, oolito e micríticos) e bioclastos de ostracodes – Figura 3.4.

Durante a diagênese no registro da Formação Itapema, houve intensa recristalização, dissolução e cimentação. Os principais constituintes diagenéticos presentes nas formações Piçarras e Itapema (fase rifte), de acordo com Leite *et al.* (2020) são: calcita, esmectita, sílica, dolomita, pirita, dolomita em sela, óxidos de titânio, barita e tunisita. Em específico, Rocha *et al.* (2021) descrevem os cimentos de calcita, dolomita, quartzo e calcedônia para a Formação Itapema.

Quanto ao estudo faciológico da Formação Itapema, Leite *et al.* (2020) identificaram 19 litofácies e as agruparam em quatro tipos litológicos: rochas siliciclásticas-vulcanoclásticas, rochas carbonáticas, rochas estevensíticas e rochas híbridas.

As rochas siliciclásticas-vulcanoclásticas são basicamente lamitos laminados e maciços constituídos predominantemente por grãos siliciclásticos angulares variando de silte a areia fina, argilas siliciclásticas detríticas, fragmentos líticos de basalto e bioclastos fosfáticos (Leite *et al.*, 2020). Essas rochas são substituídas principalmente por dolomita e a interpretação é de que seus sedimentos foram depositados a partir da suspensão após fluxos hipopícnais adentrarem no ambiente lacustre.

As rochas estevensíticas da Formação Itapema, conforme Leite *et al.* (2020), são arenitos laminados e maciços, finos a médios, bem a moderadamente selecionados. São compostos por partículas de minerais argilomagnesianos (ooides estevensíticos, peloides e intraclastos), carbonáticas (bioclastos de ostracodes), siliciclásticas-vulcanoclásticas (grãos siliciclásticos angulares, fragmentos líticos vulcânicos) e raramente por bioclastos de bivalve e de fosfato. Também ocorre nessas rochas uma cimentação interpartícula de calcita, dolomita, sílica e

esmectita, e a substituição dos grãos estevensíticos por calcita, dolomita, sílica, pirita e óxidos de titânio.

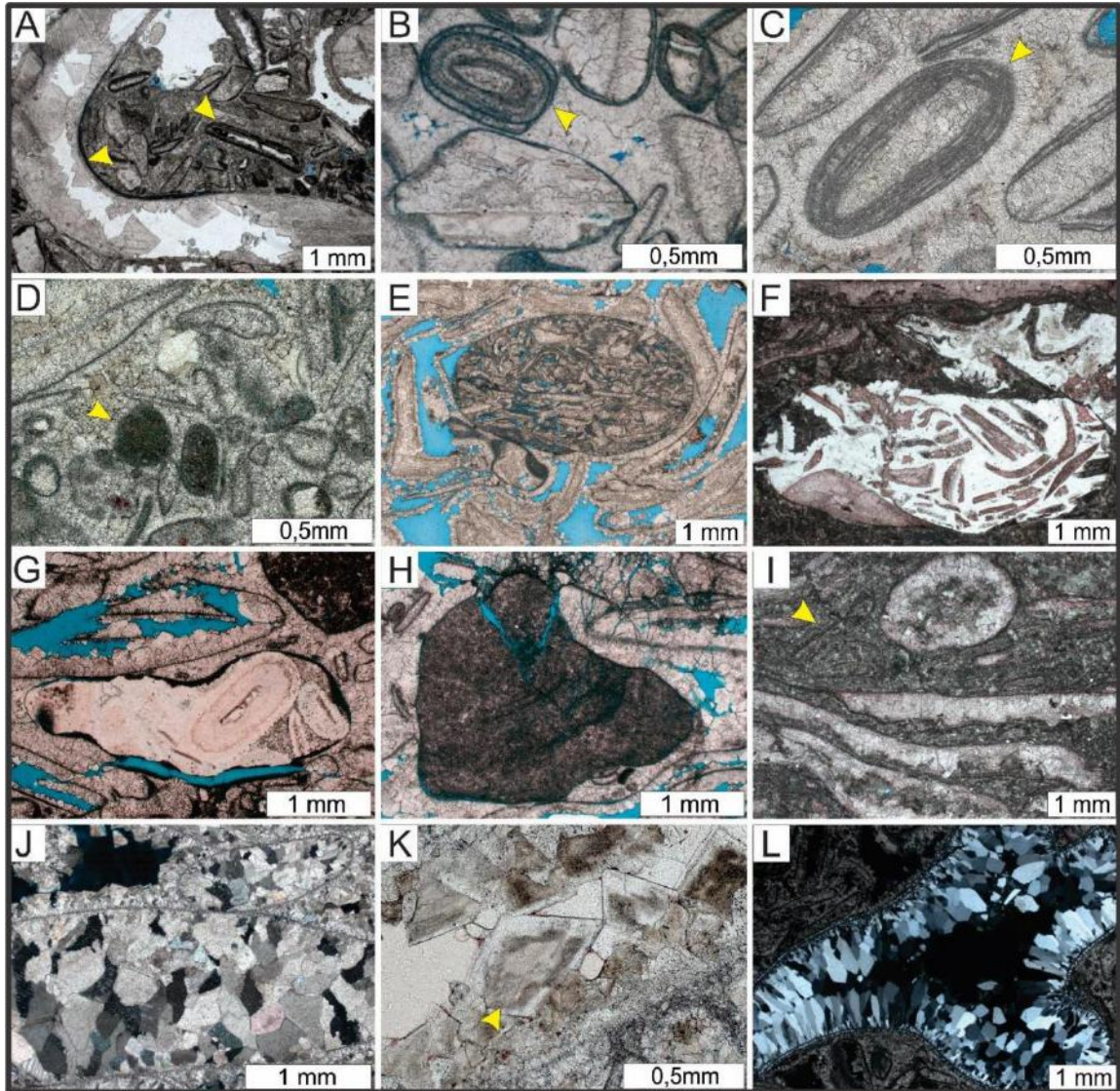


Figura 3.4. Fotomicrografias dos constituintes primários e diagenéticos de maior ocorrência da Formação Itapema, conforme Rocha *et al.* (2021), no testemunho 2-ANP-2A-RJS do Campo de Mero, na Bacia de Santos: A) bioclastos de bivalves inteiros e fragmentados (setas em amarelo) (//P); B) ooide com núcleo de bioclasto fragmentado (//P); C) oncoide com núcleo de concha de bivalve (//P); D) peloides (//P); E) intraclasto de coquina (//P); F) intraclasto de coquina silicificado (//P); G) intraclasto de oolito silicificado (//P); H) intraclasto de micrita (//P); I) matriz micrítica dolomitizada (//P); J) calcita em mosaico grosso cimentando bioclasto de bivalve (XP); K) dolomita drusiforme cimentando bioclasto (//P); e L) quartzo drusiforme cimentando parcialmente porosidade móldica em bioclasto (XP).

Algumas dessas rochas estevensíticas, conforme Leite *et al.* (2020), são constituídas principalmente por ooides de minerais argilomagnesianos formados pela precipitação singenética (*in situ*) em condições levemente agitadas em um lago de água alcalina. Já os peloides, com menor ocorrência, foram formados possivelmente em um ambiente de baixa energia. A intensa bioturbação nas fácies areníticas puramente estevensíticas, conforme os autores, sugerem períodos e áreas no ambiente lacustre com baixas taxas deposicionais.

As rochas híbridas (Leite *et al.*, 2020) consistem na mistura de partículas siliciclásticas-vulcanoclásticas, bioclásticas carbonáticas e de estevensíticas. Os autores interpretam que a mistura de partículas estevensíticas, que são formadas em condições alcalinas, e de bivalves, que não vivem e se reproduzem em condições de pH superiores a 8,25-9, indicam que houve redeposição gravitacional para regiões relativamente mais profundas do paleolago.

As rochas carbonáticas, ainda conforme Leite *et al.* (2020), correspondem às coquinas da Formação Itapema e são majoritariamente formadas por partículas carbonáticas aloquímicas. São, em sua maioria, *rudstones* maciços e mal selecionados. São constituídos de bioclastos de bivalves desarticulados de tamanho seixo a areia, de orientação caótica a orientada com as válvulas em orientação *concave-up*. Em segundo plano, constituídos de bioclastos de bivalves fragmentados ocupando o espaço intersticial, de bioclastos de ostracodes, ooides estevensíticos, peloides, grãos siliciclásticos, bioclastos fosfáticos, intraclastos estevensíticos e intraclastos carbonáticos de textura microcristalina. Os processos diagenéticos principais são o neomorfismo das valvas, dissolução, cimentação interpartícula e intrapartícula de calcita, dolomita e sílica, dolomitização e silicificação. Os *rudstones* maciços e mal selecionados são interpretados como produto da redeposição por fluxos gravitacionais de alta densidade em razão da presença do registro da mistura das valvas de bivalves com os detritos estevensíticos e de

valvas inteiras com intensamente fragmentadas, devido ao tectonismo, tempestades e/ou desestabilização de talude (Goldberg *et al.*, 2017; Leite *et al.*, 2020).

Já Rocha *et al.* (2021) utilizam as análises de litofácies e microfácies no testemunho 2-ANP-2A-RJS, Campo de Mero. Através da granulometria, principalmente, foram definidas as seguintes litofácies: calcarenito bioclástico (CREb), calcirrudito bioclástico fino (CRUbf) e calcirrudito bioclástico fino-médio (CRUbfm). A partir da análise microscópica, foram caracterizadas 12 microfácies pelos autores, de acordo com a textura, orientação dos bioclastos, composição e das características diagenéticas descritas através da petrografia.

Tendo como referência as microfácies interpretadas e o estudo de fácies de Muniz (2013) e Muniz e Bosence (2018), Rocha *et al.* (2021) agruparam quatro associações de fácies retratando contextos paleoambientais específicos: 1) emergente e soerguido; 2) subaquoso raso; 3) subaquoso intermediário; e 4) subaquoso profundo.

O modelo deposicional de Rocha *et al.* (2021) aborda o significado da presença de intraclastos nas rochas da Formação Itapema, os quais possuem cimentação diferente das respectivas rochas hospedeiras. Sua presença sugere que os depósitos bioclásticos mais antigos dessa unidade foram soterrados, litificados e soerguidos em altos estruturais, que serviram como área-fonte dos litoclastos de coquina dos estratos da Formação Itapema (Figura 3.5). Os altos estruturais seriam internos no paleolago, onde os blocos falhados estariam relacionados a falhas normais de alto ângulo e pequeno rejeito. Essa ideia implica na presença de inconformidades intraformacionais (Miall, 2016) na porção superior dessa unidade bioclástica, contrapondo Barnett *et al.* (2020), que propõem a presença de discordância no limite ente as formações Itapema e Barra Velha (discordância Pré-Alagoas).

A reelaboração dos litoclastos da própria Formação Itapema supre os leques aluviais do modelo deposicional de Rocha *et al.* (2021), fornecendo sedimentos para o paleolago por meio

dos fluxos gravitacionais. São formadas praias nos baixos estruturais, próximas aos leques aluviais e as encostas dos altos, e nas laterais de esporões. Complexos de bancos e barras bioclásticas (esporões), de forma estreita e alongada configuram corpos isolados e praias bioclásticas, e são formados em ambiente subaquoso intermediário. Esses complexos formam áreas protegidas, as “lagunas”, onde houve a formação dos ooides, oncoides e grãos envelopados (Rocha *et al.*, 2021).

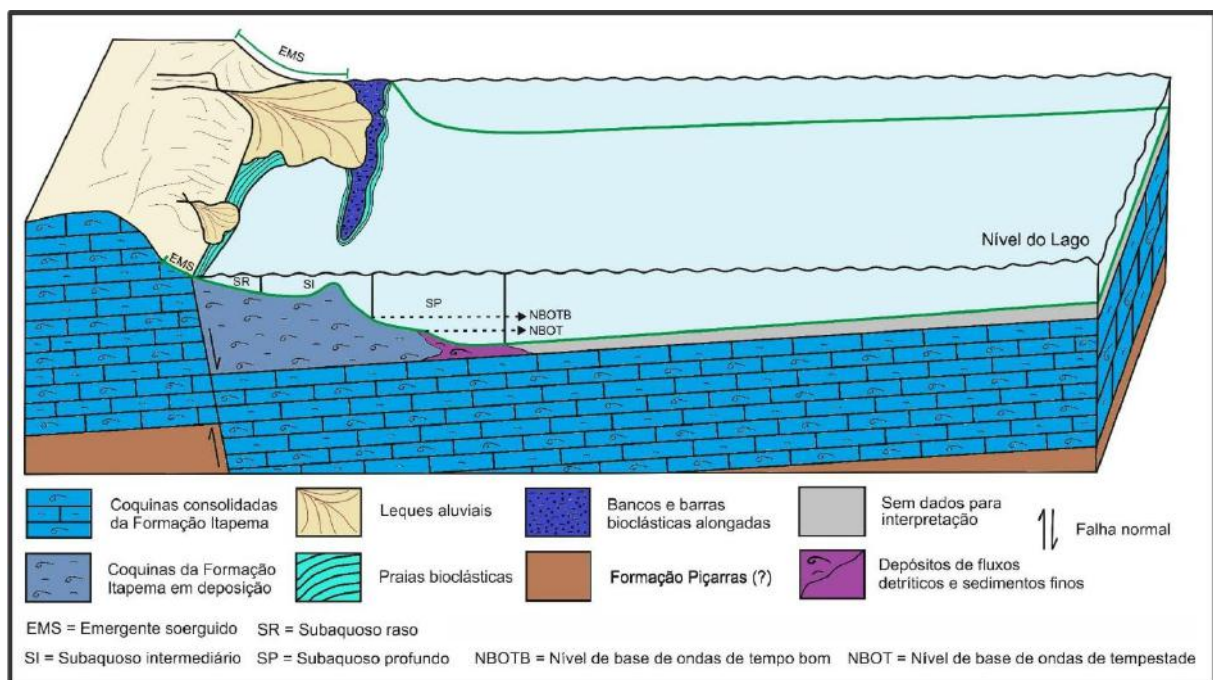


Figura 3.5. Modelo paleoambiental em bloco-diagrama 3D proposto por Rocha *et al.* (2021) para a Formação Itapema. A falha presente no diagrama possui ângulo alto e pequeno rejeito. O alto estrutural é intrabacia e atua como a área-fonte de litoclastos, que são depositados em leques terminais costeiros nos baixos estruturais. Assim, os sedimentos (litoclastos e bioclastos) são reelaborados e redistribuídos por correntes litorâneas, compondo as praias, bancos e barras com a ação das ondas e formando regiões protegidas (modificado de Rocha *et al.*, 2021).

Chinelatto *et al.* (2020) analisaram as coquinas da Formação Itapema de acordo com parâmetros tafonômicos, como orientação dos bioclastos, empacotamento, fragmentação, abrasão, arredondamento e seleção. Essa análise resultou na caracterização de seis tafofácies, agrupadas em bem e mal selecionadas. As características das coquinas bem selecionadas

indicaram deposição em ambiente de água rasa (depósitos de *shoreface*) com a influência de ondas e correntes induzidas por tempestades removendo as partículas de menores granulometrias, como a micrita, e preservando a porosidade primária. Já as tafofácies mal selecionadas de Chinellato *et al.* (2020) são depósitos de energia baixa para remover as partículas mais finas e são relacionados a tempestitos distais.

Conforme Wan *et al* (2018), a Formação Itapema é composta por coquinas, coquinas lamosas e coquinas argilosas. Os autores concluem que seus sedimentos foram depositados em ambiente lacustre raso a semi-profundo e em praias bioclásticas (Figura 3.6). A paleogeomorfologia é uma controladora da distribuição espacial enquanto as mudanças no nível do paleolago controlam a migração e evolução das praias bioclásticas (Wan *et al.*, 2018).

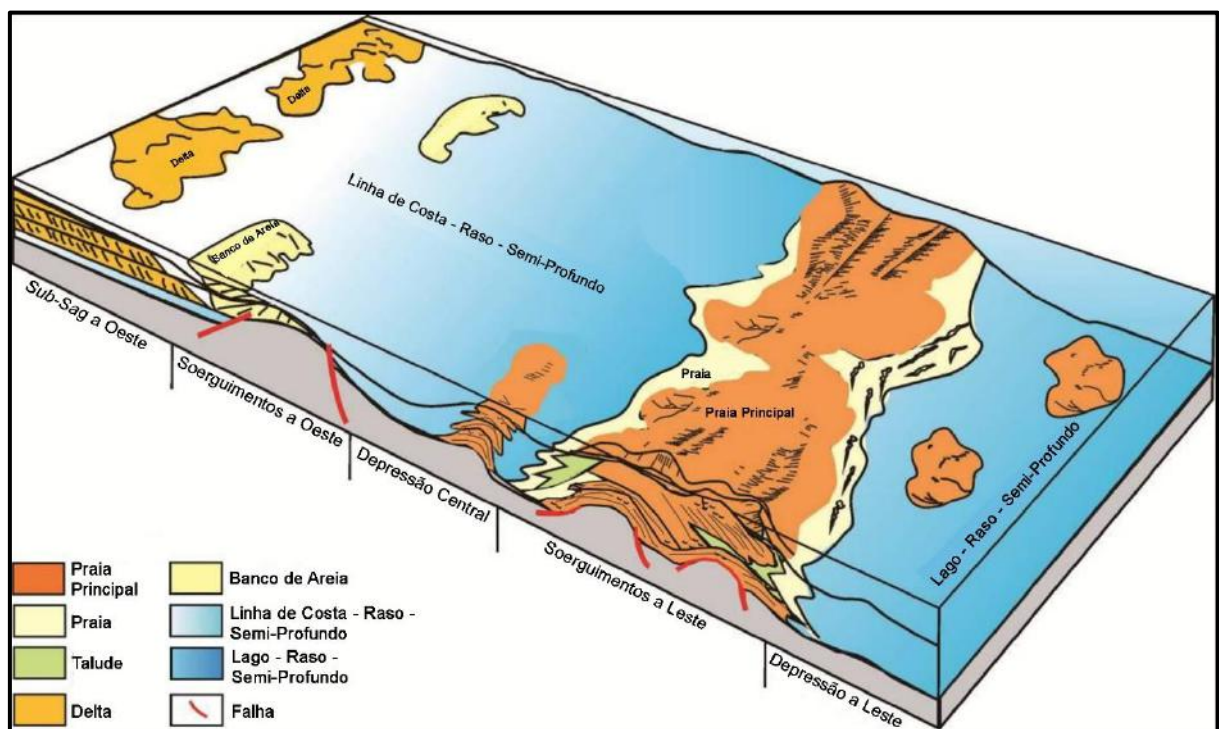


Figura 3.6. Modelo deposicional de Wan *et al.* (2018) para a Formação Itapema, no Campo de Libra da Bacia de Santos (Modificado de Wan *et al.*, 2018).

Ao analisarem perfis de imagem, Barnett *et al.* (2020) apresentaram as seguintes associações de fácies, com as respectivas interpretações de ambiente deposicional: (1) Lamitos Siliciclásticos e (2) Carbonatos Ricos em Matriz/Cimentados formados em baixa energia abaixo do nível base de ondas ou em ambiente litorâneo protegido; (3) *Grainstones/Rudstones* Bioclásticos com estratificação horizontal representantes de camadas bioclásticas; e (4) *Grainstones/Rudstones* Bioclásticos com geometria íngreme, registros das barras bioclásticas. Com o estudo das clinofomas dessa unidade bioclástica, Barnett *et al.* (2020) sugerem a presença de barras de grande tamanho. Elas foram formadas através de correntes paralelas à costa que retrabalharam os bioclastos de bivalves provenientes de ambientes deposicionais com energia baixa e maior porcentagem de matriz.

3.2.1.1. DEPÓSITOS BIOCLÁSTICOS ANÁLOGOS

O conhecimento em relação às unidades análogas à Formação Itapema já é bem avançado, como nas formações Coqueiros, Morro do Chaves e Toca, nas bacias de Campos, Sergipe-Alagoas e do Congo, respectivamente (Azambuja *et al.*, 1998; Harris, 2000; Bizotto, 2014; Tavares *et al.*, 2015; Goldberg *et al.*, 2016; Muniz & Bosence, 2018; Lima & De Ros, 2019; Oliveira *et al.*, 2019; Garcia *et al.*, 2020; Lima, 2020; Favoreto *et al.*, 2021).

3.2.1.1.1. Bacia de Campos

Em relação aos constituintes primários da Formação Coqueiros na Bacia de Campos, existem bioclastos de bivalves, ostracodes e gastrópodes, peloides, ooides talco-estevensíticos

e intraclastos (Castro *et al.* 1981; Thompson *et al.*, 2015). As conchas dos bioclastos de bivalves e ostracodes, e litoclastos, também se apresentam como núcleo dos ooides talco-estevensíticos (Altenhofen, 2013; *apud* Thompson *et al.*, 2015). As coquinas da Formação Coqueiros possuem padrões com complexidade vertical e lateral de fácies (Bruhn *et al.*, 2003, *apud* Thompson *et al.*, 2015). Bertani and Carozzi (1985a) definiram as seguintes microfácies ao adotar parâmetros tafonômicos: depósitos de *foreshore* de praia de alta energia; depósitos de *shoreface* interpretados como condições de energia baixa sob o nível base de ondas; depósitos de *offshore* formados abaixo do nível base de ondas com retrabalhamento *in situ* devido a frequentes tempestades; depósitos de barras bioclásticas de ambiente de energia alta sob ação contínua de ondas e correntes; e bancos de bioacumulação formados em ambientes protegidos, em energia muito baixa (*apud* Thompson *et al.*, 2015).

As comunidades de bivalves, gastrópodes e ostracodes, e a ausência de carófitas e evaporitos, conforme Muniz & Bosence (2018), indicam que os depósitos da Formação Coqueiros foram formados em ambiente lacustre de água salobra. Os autores definiram 19 fácies de acordo com parâmetros litológicos e fossilíferos, onde as fácies carbonáticas proximais comumente mostram intercalações com fácies siliciclásticas, enquanto as mais distais tendem a ser compostas puramente pelos carbonatos. Ainda no modelo de Muniz & Bosence (2018), são apresentadas as seguintes associações de fácies para os depósitos da unidade bioclástica do Grupo Lagoa Feia: leque aluvial e planície; deltaica e margem deltaica; lacustre profundo; e plataforma carbonática lacustre (Figura 3.7).

Em contraste à interpretação de deposição dos bioclastos da Formação Coqueiros em altos estruturais, Goldberg *et al.* (2016) expõem que os bioclastos também podem ter sido acumulados nos baixos estruturais. Isso ocorre em consequência do colapso dos sedimentos formados e depositados em água rasa e ressedimentação dessas partículas através de fluxos

gravitacionais para águas lacustres mais profundas devido a eventos tectônicos relacionados a movimento de falhas (Figura 3.8). Isso é registrado pela mistura de sedimentos estevensíticos e bioclásticos, de gênese em ambientes com condições de pH incompatíveis entre si. Os autores caracterizam os depósitos dessa unidade em fácies clásticas, carbonáticas, estevensíticas e magmáticas/hidrotermais. Afirmam, também, que as mudanças métricas (fácies e associação de fácies) estariam relacionadas às flutuações climáticas que geraram mudanças no nível e na química da água do paleolago. Essas mudanças químicas influenciaram na alternância de sedimentação bioclástica e estevensítica, atestando a deposição em lagos intermitentemente abertos (Goldberg *et al.*, 2016).

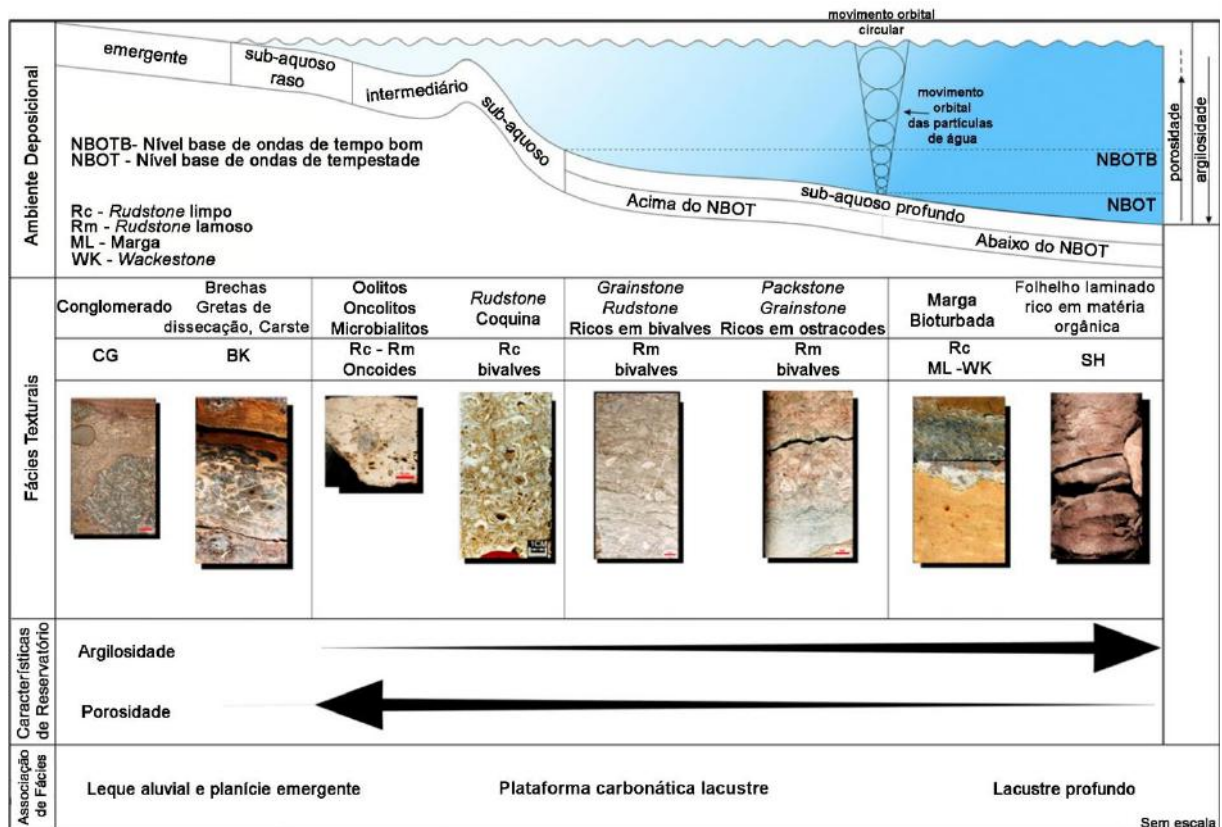


Figura 3.7. Modelo de Fácies de Muniz & Bosence (2018) para a Formação Coqueiros, Grupo Lagoa Feia, Bacia de Campos. O modelo mostra a distribuição das fácies lacustres proximais às distais, que depende de fatores como o nível do lago e os níveis base de onda de tempo bom e de tempestade.

Conforme Lima & De Ros (2019), a porosidade dos depósitos das fases rifte e pós-rifte da Bacia de Campos é predominantemente secundária. Já os principais constituintes diagenéticos são a calcita, dolomita, sílica microcristalina, calcedônia, quartzo, pirita, calcopirita, galena, estrôncio barita, celestita, esfalerita, svanbergita, zeólita, rutilo e betume. A presença de dolomita em sela, calcita, quartzo, calcedônia, svanbergita, estrôncio barita, celestita, pirita, calcopirita, galena, esfalerita, zeólita e betume é interpretada pelos autores como tendo influência de fluxos episódicos de fluidos hidrotermais (Figura 3.9).

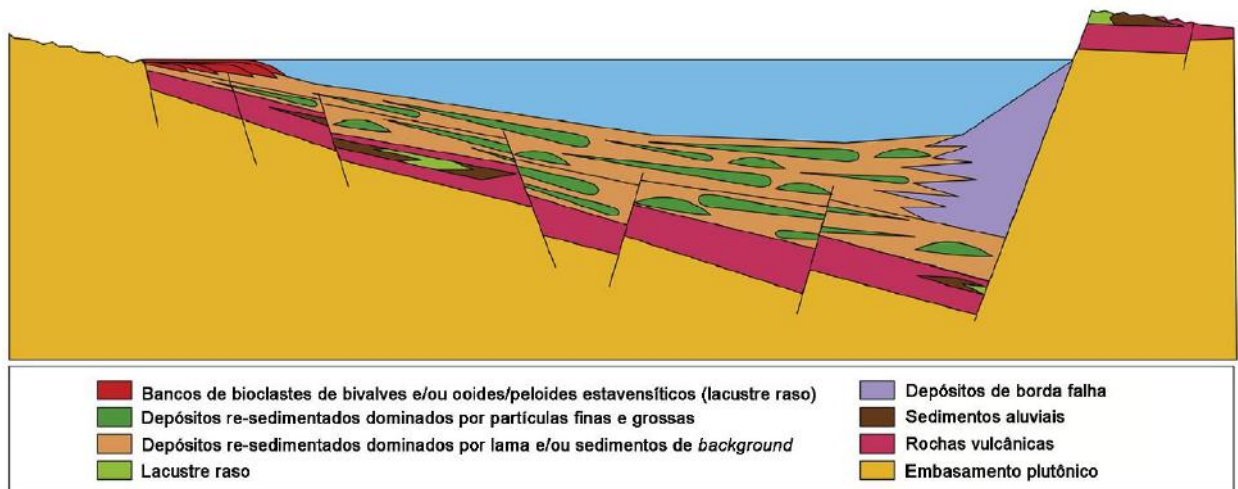


Figura 3.8. Modelo deposicional esquemático da deposição dos sedimentos da fase rifte da Bacia de Campos (Goldberg *et al.*, 2016). Mostra-se a redeposição de sedimentos de águas rasas para regiões mais profundas devido a eventos de colapso controlados tectonicamente.

Ainda segundo Lima & De Ros (2019), esses fluxos de fluidos migraram pelo sistema de falhas e fraturas dessas unidades litoestratigráficas da Bacia de Campos e resultaram na dissolução, precipitação de minerais e reorganização do sistema poroso. Por fim, interpretam a alteração hidrotermal nesses depósitos como influenciada pela atividade magmática ou a exumação do manto que ocorreu durante o Cretáceo na Bacia de Campos.

3.2.1.1.2. Bacia de Sergipe-Alagoas

A Formação Morro do Chaves, na Bacia de Sergipe-Alagoas, ao contrário das formações cronocorrelatas nas bacias de Santos e Campos, não é marcada pela presença de certas partículas, como os ooides carbonáticos e estevensíticos, conforme os constituintes descritos por Tavares *et al.* (2015), por exemplo. Em contraste às unidades descritas nas seções anteriores, por conta da proximidade da borda de falha da bacia, os depósitos bioclásticos da Formação Morro do Chaves são marcados pela presença de sedimentos dos terrígenos. Assim, possuindo matriz siliciclástica nas coquinas que pode chegar até a 50% da rocha (Tavares *et al.*, 2015).

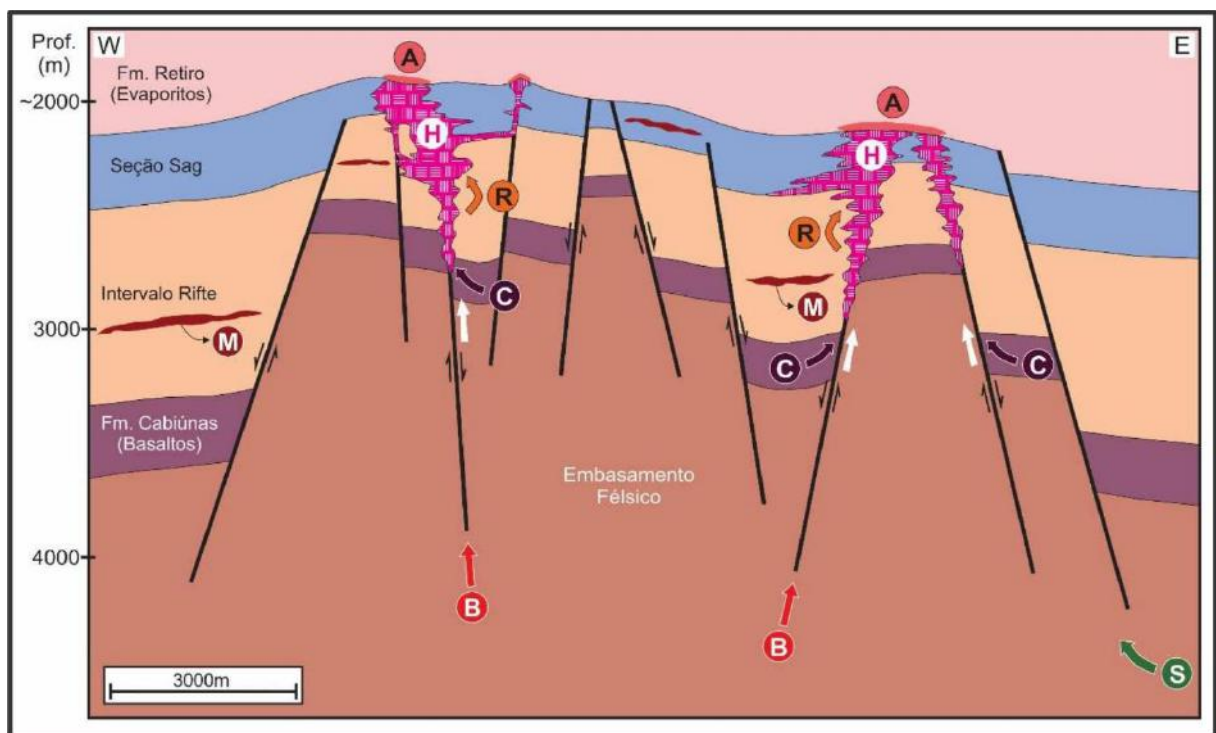


Figura 3.9. Diagrama esquemático do sistema hidrotermal atuante nas rochas do Pré-sal no norte da Bacia de Campos. A mistura de fluidos que compõem o sistema hidrotermal da bacia é proveniente de diversas fontes: B) embasamento Pré-Cambriano; C) rochas vulcânicas da Formação Cabiúnas; R) Depósitos das formações Atafona e Coqueiros (seção rifte); e S) manto superior serpentinizado. No esquema também é mostrado: M) rochas magmáticas; A) porções no topo da Formação Macabu com camadas de anidrita mais espessas; e H) intervalos afetados

pela alteração hidrotermal, com processos de dolomitização, silicificação e dissolução (Lima, 2020).

Tavares *et al.* (2015) definiram 6 litofácies em um estudo na Formação Morro do Chaves de acordo com critérios tafonômicos e composicionais (presença de micrita e grãos siliciclásticos). Através da análise de sucessão de fácies, foram definidos para essa formação os ambientes de plataforma carbonática lacustre de energia alta, de delta lacustre em plataforma carbonática de energia alta e de centro de lago. O aumento da porcentagem de conchas não fragmentadas no registro de fácies nessa formação e a presença de bioclastos de ostracodes (principalmente sob os folhelhos) são um registro do gradual aumento do nível do lago. Os folhelhos são interpretados como sendo subaquosos, ocorrendo na base dos ciclos em nível de lago em *highstand*, e não como de *lowstand* como Azambuja *et al.* (1998) indicaram (*apud* Tavares *et al.*, 2015). Além disso, quanto à diagênese, a cimentação nos estratos dessa unidade é dada principalmente por calcita, não sendo encontrada dolomita, como em Tavares *et al.* (2015).

De acordo com Favoreto *et al.* (2021), a Formação Morro do Chaves é constituída de grãos intrabaciais (bioclastos de bivalves, ostracodes e gastrópodes) e extrabaciais não carbonáticos (partículas siliciclásticas tamanho areia à lamosas). Para os autores, quanto mais transporte passam os sedimentos da área de onde viviam os organismos até a área de deposição dos bioclastos, maior a quantidade de valvas desarticuladas. Foram agrupadas as seguintes associações de fácies (Figura 3.10): 1) siliciclástica lamosa híbrida – ambientes de embaiamento e palustre; 2) carbonáticas e carbonáticas híbridas – barras e barras retrabalhadas; 3) siliciclástica lamosa – ambiente de lago profundo; e 4) siliciclástica grossa e siliciclástica híbrida – ambiente fluvial e leques laterais. Os processos alocíclicos (tectônica e clima) e

autocíclicos (ondas e correntes) são fatores que controlam a deposição nessa unidade (Favoreto *et al.*, 2021).

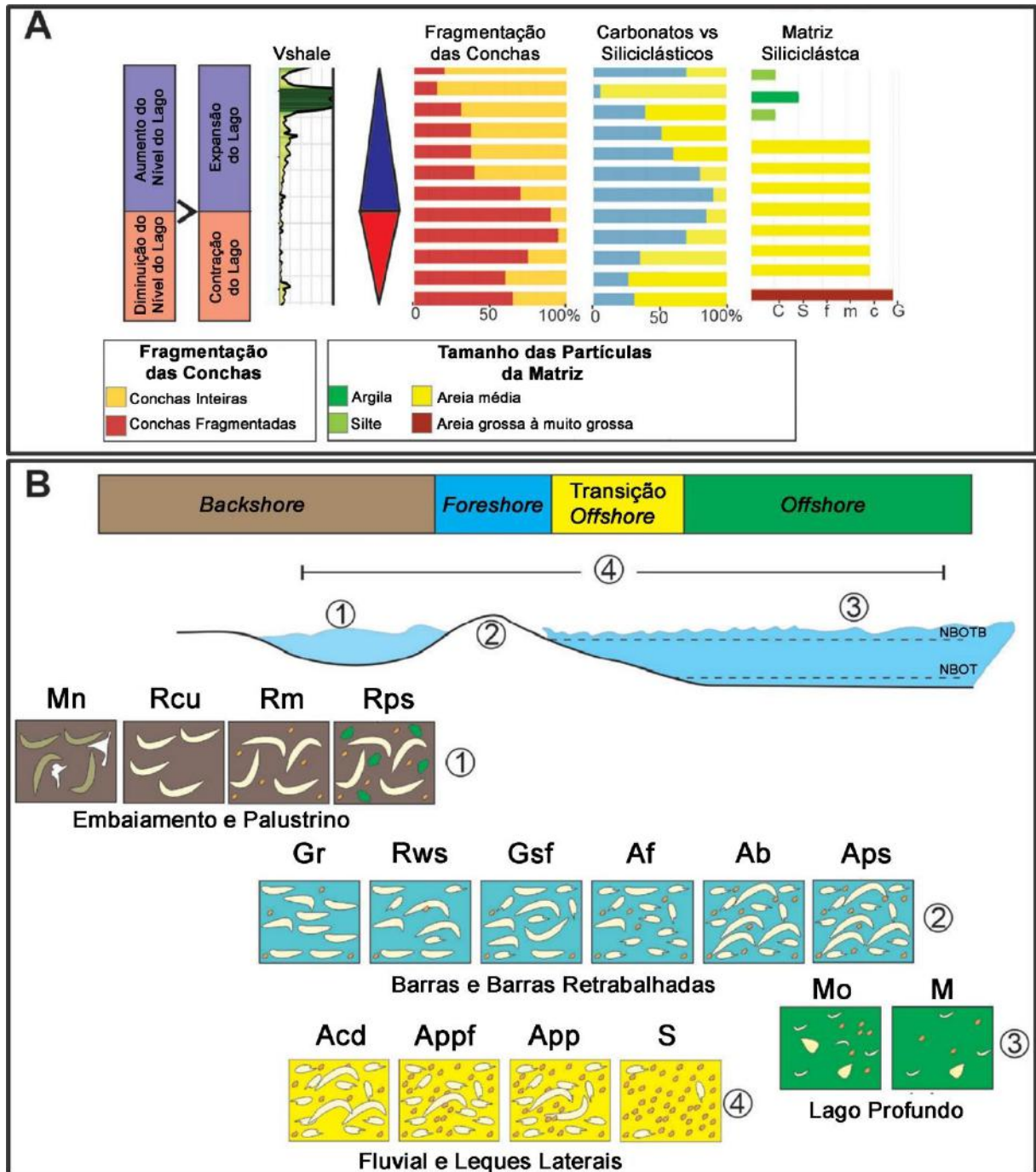


Figura 3.10. Representação esquemática dos ciclos e fácies ideais da Formação Morro do Chave, Bacia de Sergipe-Alagoas: A) grau de fragmentação das conchas, conteúdo de matriz siliciclástica, conteúdo de partículas carbonáticas e siliciclásticas e o volume de argila marcando os ciclos de alta frequência; e B) sub-ambientes do paleolago representadas pelas seguintes associações de fácies de: 1) embaiamento e palustre; 2) barras e barras retrabalhadas; 3) lago profundo; e 4) fluvial e leques laterais (Favoreto *et al.*, 2021).

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. Descrição de Testemunhos

Trinta e oito camadas de calcirruditos, calcarenitos, calcilutitos, siltitos e dolomitos foram identificadas durante a descrição de testemunhos (Figura 4.1 e 4.2), onde os contatos entre as camadas são retos e erosivos. No geral, as principais estruturas e feições reconhecidas foram laminação plano-paralela, gradação normal, laminação cruzada, fraturas, bioturbação e concreções e nódulos de sílica. Apresentam empacotamento predominantemente denso e, secundariamente, frouxo e disperso.

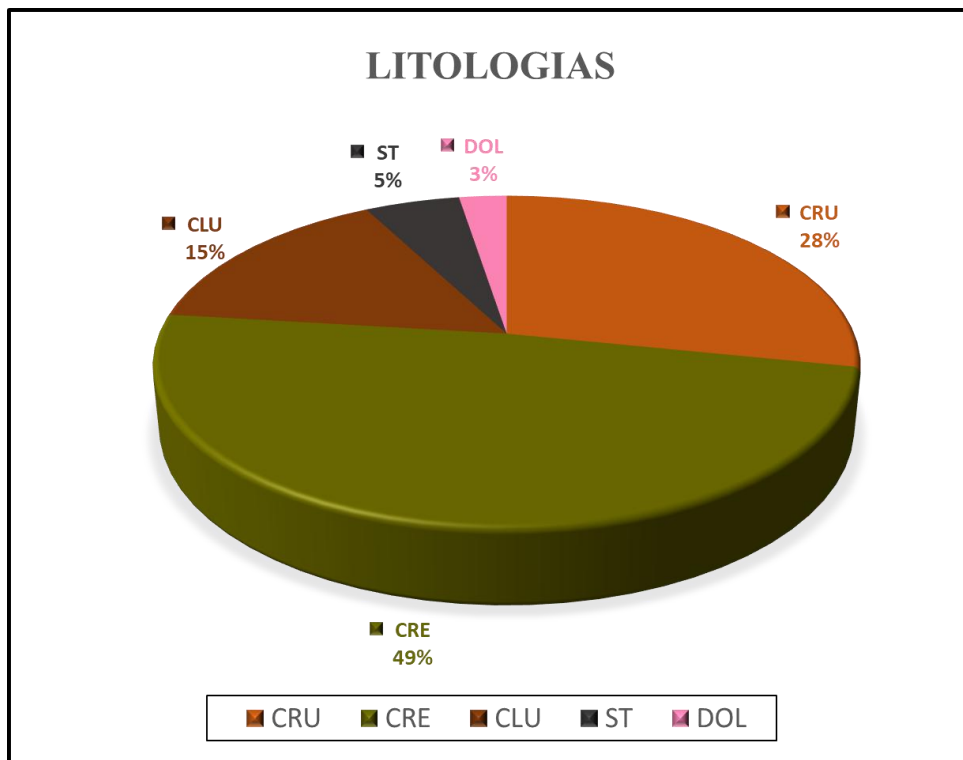


Figura 4.1. Proporção entre as litologias caracterizadas na descrição de testemunhos: Calcirrudito (CRU), Calcarenito (CRE), Calcilutito (CLU), Silito (ST) e Dolomito (DOL).

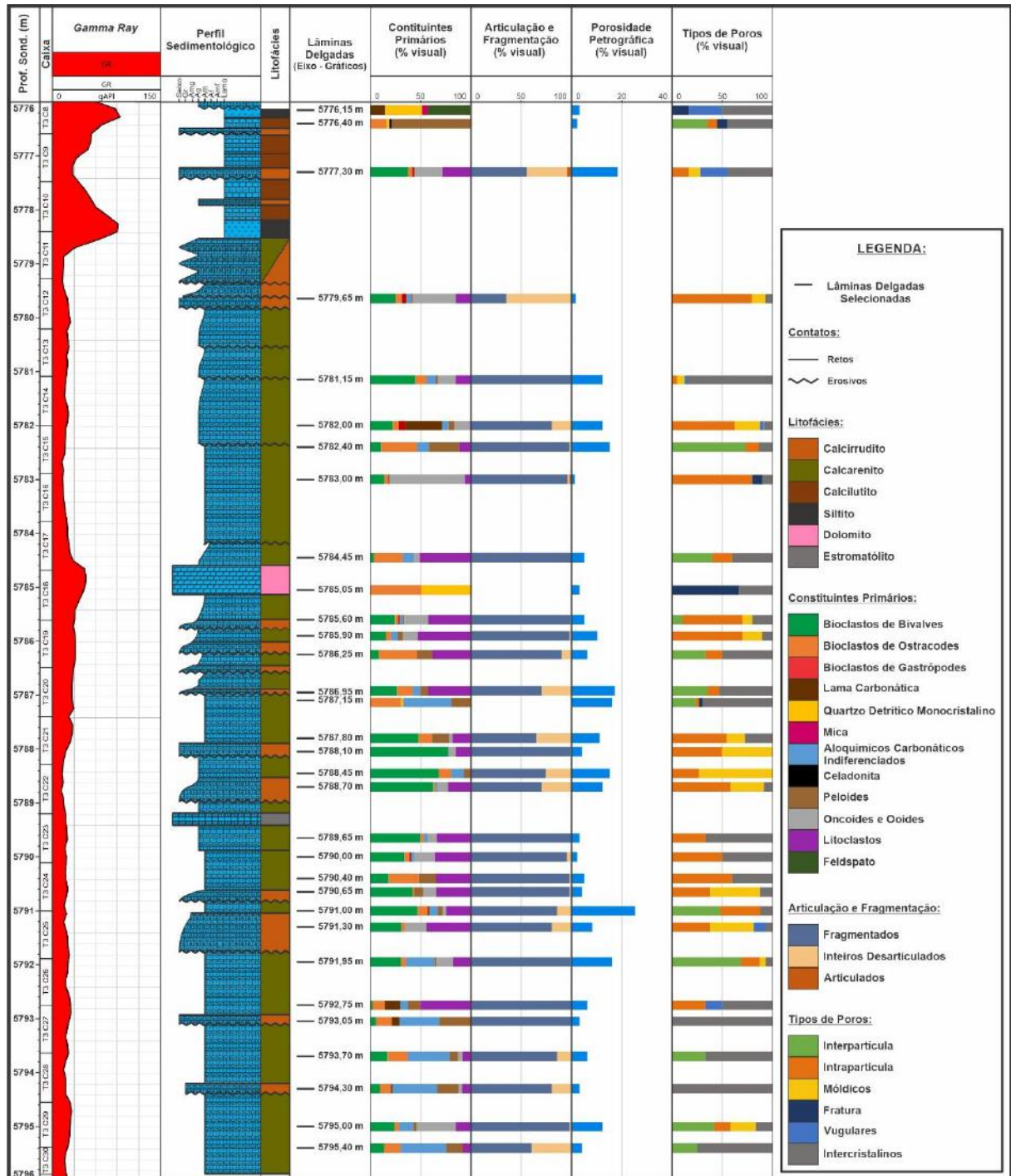


Figura 4.2. Perfil sedimentológico em escala 1/40 do intervalo referente à Formação Itapema no poço 3-BRSA-944A-RJS, Campo de Búzios da Bacia de Santos, adicionado ao perfil de raiograma, as litofácies, a localização das lâminas delgadas descritas na petrografia e os gráficos em barra dos tipos de constituintes primários, articulação e fragmentação de bioclastos de bivalves e a porosidade petrográfica visual.

A seleção varia de bem a mal selecionada e as principais partículas descritas são bioclastos de bivalves, ooides, oncoides, peloides, litoclastos e raramente gastrópodes. As valvas apresentam-se fragmentadas, inteiras e localmente articuladas e em orientação variável e concordante. Já a porosidade visual varia entre <5% e >10% com os tipos de poros interpartícula, intrapartícula, vugular, móldica, intercrystalino, em fratura e microporosidade.

4.2. Descrição Petrográfica

Foram caracterizadas trinta e duas lâminas delgadas de calcirruditos, calcarenitos, calcilitos, argilitos e doloespatitos. As rochas apresentam, principalmente, laminações cruzadas e plano-paralelas, estrutura maciça, fraturas, estilólitos e níveis de sílica. A orientação dos clastos são, no geral, oblíquas, variáveis e concordantes em relação ao acamamento. Já o empacotamento é essencialmente denso e, secundariamente, frouxo e disperso. Os constituintes primários são bioclastos de bivalves, intraclastos, bioclastos de ostracodes, ooides, grãos aloquímicos carbonáticos indiferenciados, peloides, quartzo detrítico monocristalino, lama carbonática e, raramente, bioclastos de gastrópodes e mica (Apêndice B).

Os intraclastos são litoclastos de calcarenito peloidal/bioclástico, litoclastos carbonáticos indiferenciados, litoclastos silicificados, litoclastos de coquina e intraclastos carbonáticos microcristalinos. Os bioclastos de bivalves podem apresentar-se fragmentados, inteiros e articulados (Apêndice B e Figura 4.3), com micritização parcial a total das valvas e, por vezes, podem estar arredondados e ter linhas de crescimento preservadas.

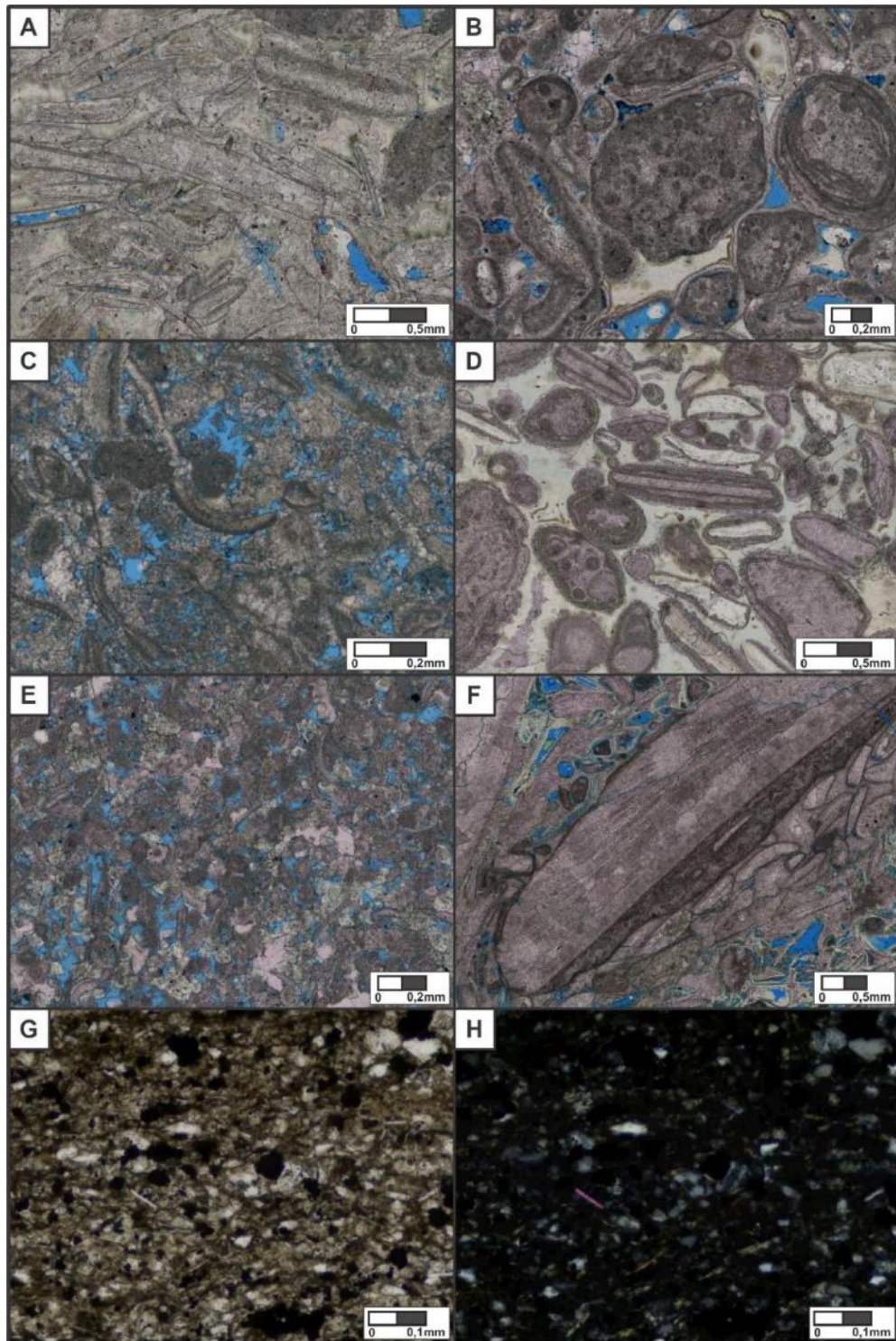


Figura 4.3. Fotomicrografias dos principais constituintes primários descritos: A) bioclastos de bivalves desarticulados e fragmentados, nesse caso, com as linhas de crescimento preservadas (//P – 5788,10 m); B) litoclastos peloidais-bioclásticos (//P – 5785,60 m); C) bioclastos de ostracodes (//P – 5782,40 m); D) oncoïdes (//P – 5783,00 m); E) peloides (//P – 5787,15 m); F) litoclasto de coquina (//P – 5788,70 m); G) quartzo detrítico monocristalino, feldspato e mica em siltito (//P – 5787,15 m); e H) quartzo detrítico monocristalino, feldspato e mica em siltito (XP – 5787,15 m). //P: Nicóis paralelos. XP: Nicóis cruzados.

As rochas possuem cimentação, substituição, dissolução e recristalização heterogêneas ao longo das profundidades descritas. A cimentação e/ou substituição perfazem cerca de 34% do intervalo estudado e são caracterizadas por calcedônia, dolomita, calcita, quartzo, minerais opacos, e raramente por barita e zeólita.

A porosidade nas rochas varia de 1% a 25% (Figura 4.2) e os tipos de poros são interpartícula, intrapartícula, móldicos, intercrystalinos, em fratura e vulgares (Apêndice B e Figura 4.4). Observou-se, então, uma predominância de (85%) de poros secundários (intrapartícula, móldicos, intercrystalinos, em fratura e vulgares) em detrimento de (15%) de poros primários (interpartícula) durante a descrição petrográfica (Apêndice B), que sugere que a intensa alteração diagenética das rochas estudadas influenciou de forma positiva e negativa na geração de porosidade, atuando no aumento e/ou diminuição da porosidade primária original.

A dissolução propiciou o aumento da porosidade, formando poros móldicos, intrapartícula e, secundariamente, vulgares. A abundância dos poros móldicos e intrapartícula sugere baixa permeabilidade, mas que pode ser aumentada pela conexão entre os poros através das fraturas existentes. Porém, a porosidade original pode ser diminuída através da intensa cimentação descrita anteriormente, que fecha os poros observados nas lâminas delgadas.

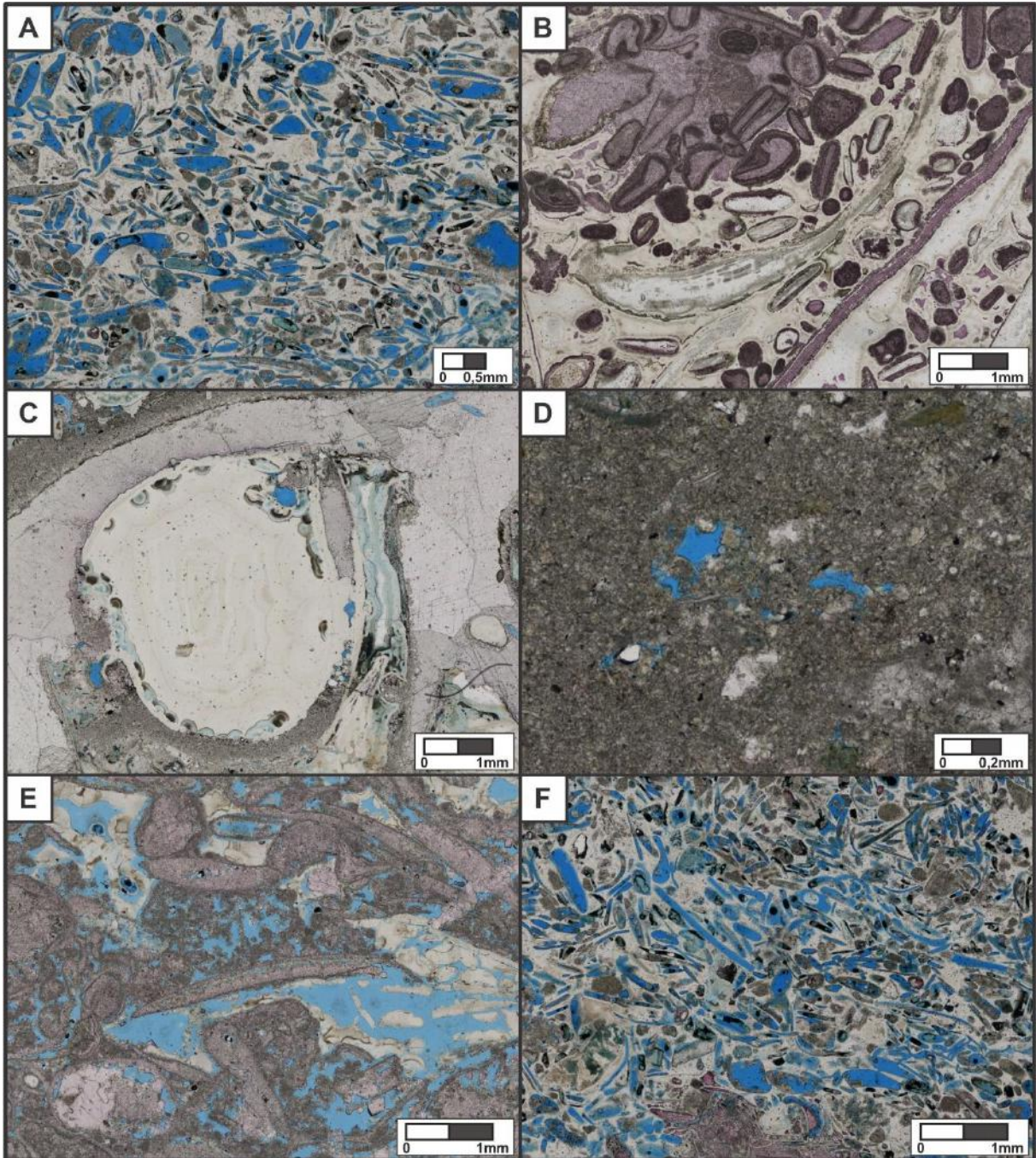


Figura 4.4. Fotomicrografias dos tipos de fragmentação, articulação e poros observados nas lâminas delgadas: A) bioclastos de bivalves majoritariamente fragmentados (5788,45 m); B) bioclasto de bivalve inteiro desarticulado (5779,65 m); C) bioclasto de bivalve articulado (5777,30 m); D) poro intercristalino (5776,40 m); E) poros interpartícula e intrapartícula (5791,00 m); e F) poros móldicos (5788,45 m). Todas as fotomicrografias foram realizadas em condição de nicóis paralelos.

4.3. Análise de Fácies

Foram caracterizadas seis litofácies e seis microfácies (Tabelas 4.1 e 4.2). As litofácies definidas são: Estromatólito (ETR), Calcarenito bioclástico (CREb), Calcirrudito bioclástico (CRUb), Calcilutito (CLU), Dolomito (DOL) e Siltito (ST). Já as microfácies são: Calcarenito grosso bioclástico (CREgb), Calcarenito muito fino a médio, rico em bioclastos de ostracodes (CREocd), Calcirrudito oncolítico fino a médio com bioclastos (CRUo), Calcirrudito oncolítico com bioclastos e gradação normal (CRUog), Calcirrudito médio bioclástico (CRUbm) e Calcirrudito bioclástico com matriz (CRUbm).

Litofácies		Microfácies	
Código	Figuras	Código	Figuras
ETR	Fig. 4.5	-	-
CREb	Fig. 4.6	CREgb	Fig. 4.7
		CREocd	Fig. 4.7
CRUb	Fig. 4.8	CRUo	Fig. 4.9
		CRUog	Fig. 4.9
		CRUbm	Fig. 4.9
		CRUbmf	Fig. 4.9
CLU	Fig. 4.10	-	-
ST	Fig. 4.11	-	-
DOL	Fig. 4.12	-	-

Tabela 4.1. Relação das litofácies e microfácies caracterizadas no testemunho 3 do poço 3-BRSA-944A-RJS do Campo de Búzios, Bacia de Santos.

Litofácies	Microfácies	Sinónimia	Diagnose	Descrição	Interpretação (Processos)
ETR	-	Microbialitos (Muniz & Bosence, 2018)	Calclutito com laminação estromatolítica	Calclutito com estrutura dômica de laminação fina estromatolítica e concreção de sílica com fraturas sub-verticais.	Precipitação biogênica de carbonato em fluxo de energia moderada.
CREb	CREgb	<i>Grainstone</i> (G) rico em bivalves (Muniz & Bosence, 2018)	Calcarenito grosso e bioclástico	Calcarenitos maciços, bem a mal selecionados. Empacotamento denso e orientação oblíqua, concordante e variável. Composto por bioclastos de bivalves, oncoídes, ooides, litoclastos peloidais/bioclásticos, bioclastos de ostracodes, grãos aloquímicos carbonáticos indiferenciados, litoclastos carbonáticos indiferenciados, litoclastos silicificados, peloides e traço de bioclastos de gastrópodes. Os bioclastos apresentam-se intensamente fragmentados, inteiros e articulados (raro), e, por vezes, encontram-se arredondados.	Abrasão de bioclastos em fluxo trativo de energia alta.
	CREocd	<i>Grainstone</i> (G) rico em ostracodes (Muniz & Bosence, 2018)	Calcarenito muito fino a médio, rico em bioclastos de ostracodes	Calcarenitos maciços, com laminação cruzada incipiente, fraturados e bem a moderadamente selecionados. Empacotamento denso e orientação oblíqua, por vezes com a concavidade voltada para baixo. Composto por bioclastos de ostracodes, peloides, grãos aloquímicos carbonáticos indiferenciados, litoclastos peloidais/bioclásticos, oncoídes, ooides, litoclastos de coquina, bioclastos de bivalves e intraclastos carbonáticos microcristalinos (raro). Os bioclastos de bivalves apresentam-se inteiros, fragmentados e articulados (traço); raramente com linhas de crescimento preservadas; e parcial- a totalmente micritizados. Pode haver microesparita.	Fluxo trativo em energia moderada a baixa.
CRUb	CRUo	<i>Rudstone - Ro</i> (Muniz, 2013)	Calcirrudito oncolítico fino a médio com bioclastos	Calcirruditos maciços e mal a bem selecionados. Empacotamento denso e orientação oblíqua e variável (raro). Composto por oncoídes, litoclastos peloidais-bioclásticos, ooides, bioclastos de bivalves, litoclastos carbonáticos indiferenciados, grãos aloquímicos carbonáticos indiferenciados, intraclastos carbonáticos microcristalinos, bioclastos de ostracodes, peloides e litoclastos de coquina. Os bioclastos de bivalves apresentam-se fragmentados e inteiros.	Fluxo trativo em energia alta.
	CRUog	-	Calcirrudito oncolítico com bioclastos e gradação normal	Calcirrudito com gradação normal e feições geopetais, moderadamente a mal selecionados. Empacotamento denso e orientação concordante a oblíqua. Composto por oncoídes, bioclastos de bivalves, ooides, litoclastos peloidais/bioclásticos, litoclastos silicificados, litoclastos carbonáticos indiferenciados, peloides, bioclastos de ostracodes, grãos aloquímicos carbonáticos indiferenciados, bioclastos de gastrópodes e litoclastos de coquina. Os bioclastos apresentam-se fragmentados, inteiros e articulados.	Diminuição de energia para o topo em um fluxo gravitacional

Continua

Tabela 4.2. Síntese das fácies descritas no poço 3-BRSA-944A-RJS do Campo de Búzios, Bacia de Santos.

Litofácies	Microfácies	Sinónimia	Diagnose	Descrição	Interpretação (Processos)
CRUb	CRUbm	<i>Rudstone, clean</i> - Rc (Muniz & Bosence, 2018)	Calcirrudito bioclástico médio	Calcirruditos maciços, moderadamente a mal selecionados. Empacotamento denso e orientação oblíqua. Composto por bioclastos de bivalves, litoclastos de coquina, oncoides, ooides, litoclastos peloidais/bioclásticos, litoclastos carbonáticos indiferenciados, grãos aloquímicos carbonáticos indiferenciados, peloides e bioclastos de ostracodes. Rara presença de microesparita. Os bioclastos apresentam-se fragmentados, inteiros e articulados (raro), com parte das conchas de bivalves arredondadas.	Abrasão de bioclastos em fluxo trativo de energia alta.
	CRUbmf	CRUmd (Rocha <i>et al.</i> , 2021)	Calcirrudito bioclástico com matriz fina micrítica	Calcirruditos maciços e muito mal selecionados. Empacotamento denso a frouxo e orientação variável à oblíqua. Composto por bioclastos de bivalves, grãos aloquímicos carbonáticos indiferenciados, litoclastos peloidais/bioclásticos, litoclastos carbonáticos indiferenciados, bioclastos de gastrópodes, oncoides, litoclastos silicificados, peloides e bioclastos de ostracodes. Presença de microesparita. Os bioclastos apresentam-se fragmentados, inteiros e articulados (raro).	Fluxo gravitacional de energia alta e baixa influência de ondas após a deposição.
CLU	-	<i>Mudstone</i> - MD (Muniz, 2013)	Calcilitito	Calcilitito com laminação plano-paralela incipiente, gradação normal, fraturas e bioturbação. Presença de microesparita, peloides, bioclastos de bivalves fragmentados dispersos na matriz, quartzo detrítico monocristalino, celadonita e traço de bioclastos de gastrópodes.	Precipitação química de carbonato e deposição por decantação em fluxo de energia baixa.
ST	-	<i>Siltstone</i> - ST (Muniz & Bosence, 2018)	Argilito com laminação plano-paralela	Argilito com laminação plano-paralela, bioturbação, fraturas, estruturas de carga, concreções e nódulos de sílica e concreções de carbonato. Composto por quartzo detrítico monocristalino, feldspato, mica e traço de celadonita. Presença de microesparita.	Deposição em fluxo de energia baixa.
DOL	-	-	Dolomito	Dolomito fraturado e com concreções de sílica. Os constituintes reliquiares são difíceis de identificação devido à dolomitização. No entanto alguns relictos sugerem ser ostracodes, quartzo detrítico (?) monocristalino e traço de bioclastos de bivalve fragmentados e mica. Apesar do reconhecimento de alguns grãos, a identificação da rocha precursora não é possível.	Dolomitização em ambiente de baixa energia, podendo indicar eodiagênese.

Tabela 4.2. Continua.

4.3.1. LITOFÁCIES ESTROMATÓLITO (ETR)

Diagnose: Calcilutito com laminação estromatolítica (Figura 4.5).

Descrição: Ocorre localmente na porção do meio (5789,4 m a 5789,2 m) do testemunho. Rochas de contato reto na base e com estrutura dômica de laminação fina estromatolítica, com altura de 1,5 cm na base e alcançando 5cm no topo. Presença de concreção de sílica com fraturas sub-verticais. A porosidade visual nessa litofácies está entre 5-10%, o tamanho dos poros é entre 1-2 mm e são do tipo: interpartícula e vugular.

Interpretação (processos): Precipitação biogênica de carbonato em fluxo de energia moderada.

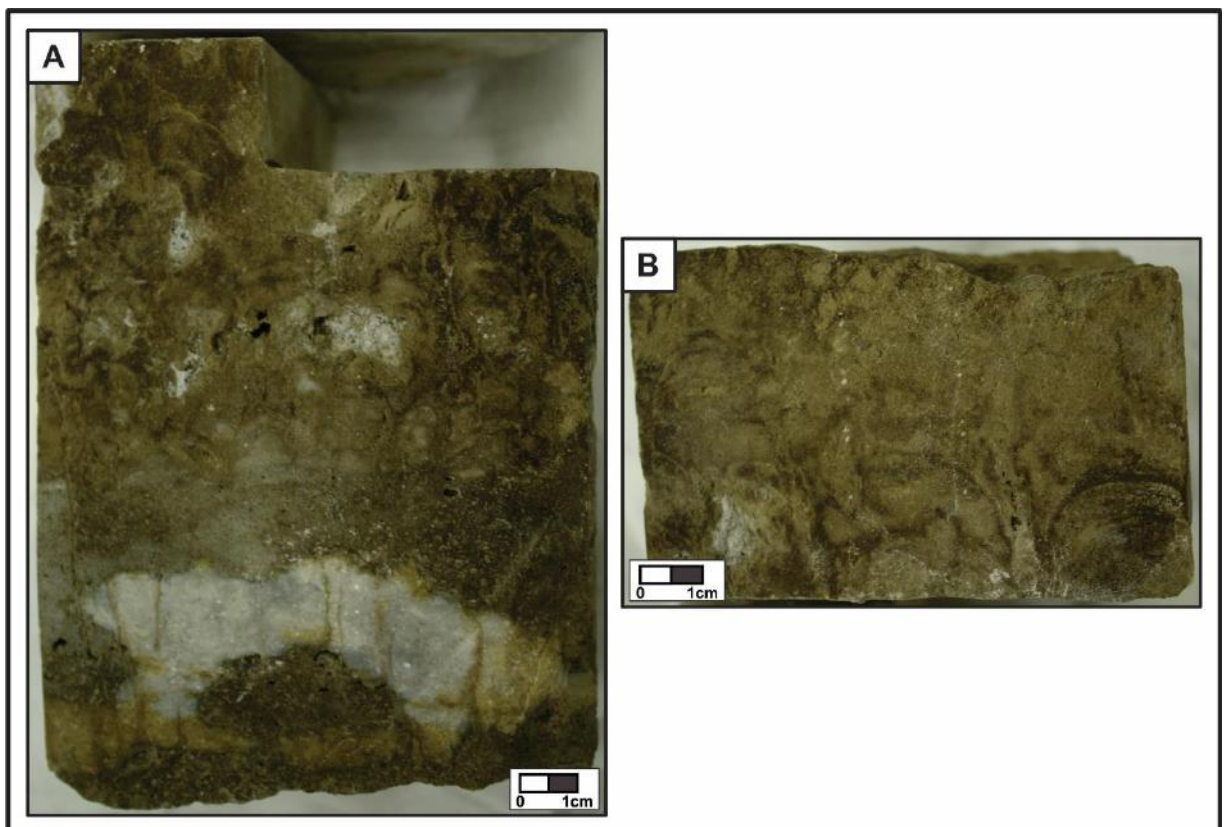


Figura 4.5. Fotos de detalhe da litofácies Estromatólito (ETR): A) visão geral da litofácies, apresentando concreção de sílica (5789,31 m); e B) estrutura dômica com laminação estromatolítica (5789,31 m).

4.3.2. LITOFÁCIES CALCARENITO BIOCLÁSTICO (CREB)

Diagnose: Calcarenito bioclástico bem selecionado (Figura 4.6).

Descrição: Ocorre predominantemente nas porções inferior e média do testemunho. Calcarenitos bioclásticos bem selecionados. Granulometria variando de areia fina a muito grossa, com a predominância de areia média e grossa. Possuem contatos da base retos e erosivos, gradação normal, estratificação plano-paralela incipiente e concreções. Presença de fraturas e microfraturas sub-verticais, que podem estar abertas ou preenchidas com calcita. Empacotamento denso. Composto por conchas de bivalves, partículas carbonáticas arredondadas a sub-arredondadas (ooides e peloides), partículas carbonáticas indiferenciadas, litoclastos, bioclastos de gastrópodes e raramente por clastos de sílica angulosos e irregulares. As conchas ocorrem desarticuladas, fragmentadas e inteiras, e podem chegar a ter 2 mm. As camadas por vezes contêm conchas inteiras dispersas, com orientação concordante a oblíqua em relação ao acamamento e de concavidade voltada para baixo. Entre 5787,65 e 5787,75 ocorre nível intensamente dolomitizado, com poros móldicos. Sílica ocorre de forma irregular e como concreções, por vezes fraturadas. Dolomitização ocorre em porções irregulares, podendo ser intensa e obliterando a textura original da rocha. Presença de manchas heterogêneas de áreas com maior cimentação por calcita e, secundariamente, por sílica. A porosidade visual nessa litofácies é <5 a 10%, o tamanho dos poros é de <1 a 2 mm e os poros são do tipo: interpartícula, intercristalinos, intrapartícula, móldicos, vulgares e de fratura.

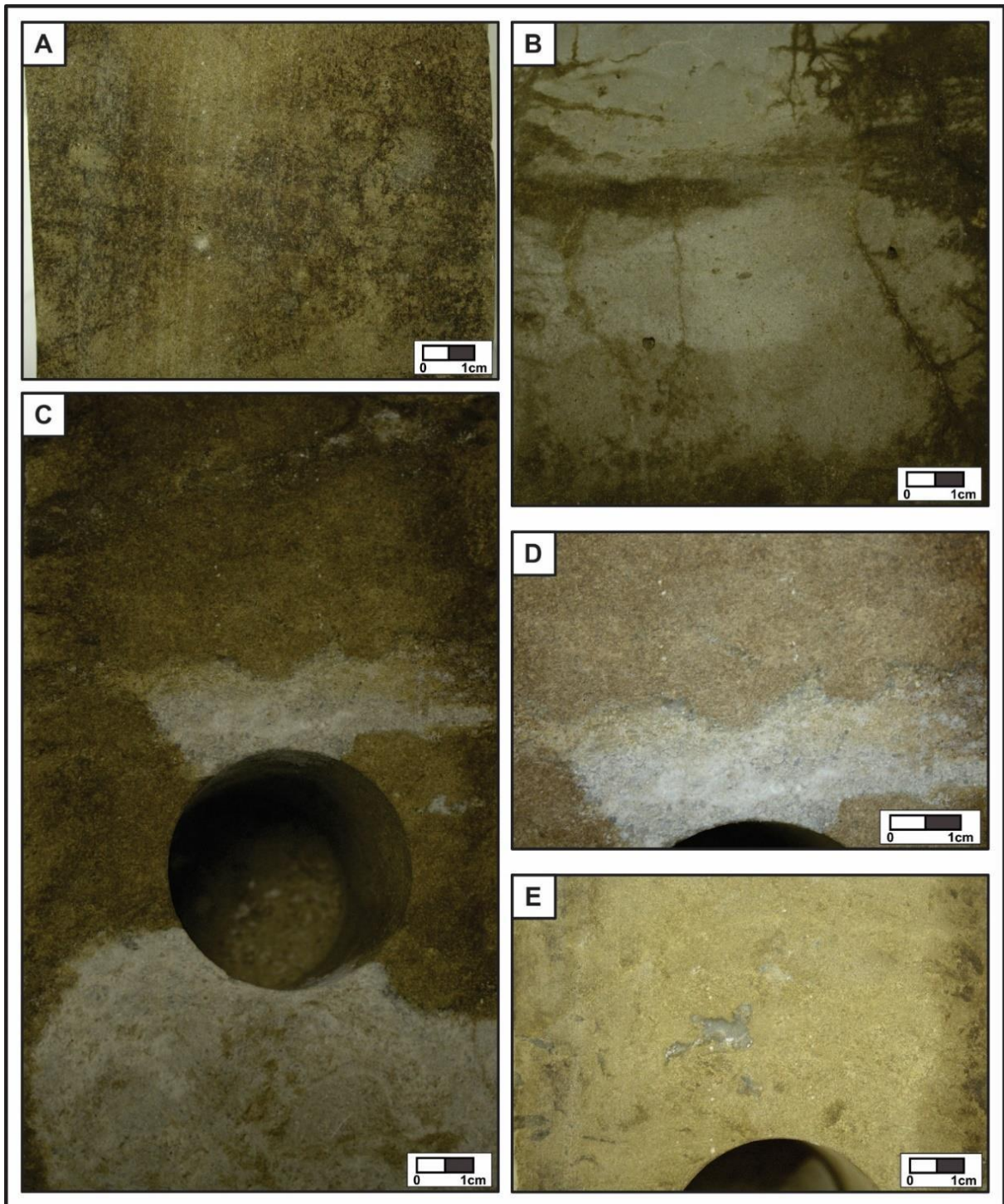


Figura 4.6. Fotos de detalhe da litofácies Calcarenito Bioclástico: A) laminação cruzada incipiente (5786,79 m); B) fraturas (5789,98 m); e C-E) concreções e nódulos de sílica (C-D: 5781,82m; E: 5795,53 m).

4.3.2.1. Microfácies Calcarenito Grosso Bioclástico (CREgb)

Diagnose: Calcarenito grosso bioclástico (Figura 4.7 – A e B).

Descrição: Calcarenitos maciços, bem a mal selecionados. São configurados por empacotamento denso e orientação oblíqua em relação ao acamamento, concordante e variável. Os contatos são longos, suturados e, secundariamente, pontuais, côncavo-convexos e grão/não grão. A moda do tamanho das partículas varia de areia grossa a muito grossa. Os constituintes primários observados são bioclastos de bivalves, oncoides, ooides, litoclastos peloidais/bioclásticos, bioclastos de ostracodes, grãos aloquímicos carbonáticos indiferenciados, litoclastos carbonáticos indiferenciados, litoclastos silicificados, peloides e traço de bioclastos de gastrópodes; onde os ooides geralmente apresentam núcleos de bioclastos de bivalves e de litoclastos peloidais e de coquinas. Os bioclastos de bivalves apresentam-se fragmentados, inteiros e articulados (raro), raramente apresentando linhas de crescimento preservadas e, por vezes, encontram-se arredondados. A cimentação é dada por calcita em mosaico, drusiforme, em franja e blocosa; dolomita blocosa e microcristalina; calcedônia em franja, drusiforme e fibro-radial (raro); quartzo em mosaico drusiforme, em franja e microcristalino; e traço de minerais opacos em agregados e de zeólita fibro-radiada. Pode ocorrer pervasiva silicificação e dolomitização na rocha, onde quartzo (mosaico e microcristalino), calcedônia, dolomita (blocosa e microcristalina) e minerais opacos (traço) com hábito framboidal e em agregados substituem os grãos detríticos e o cimento. A porosidade petrográfica visual varia de 3% a 15%, com os seguintes tipos de poros: intercristalinos, móldicos, intrapartícula, vugulares (traço) e de fratura (traço).

Interpretação: O tamanho, a orientação predominantemente oblíqua ao acamamento dos clastos e a presença de bioclastos intensamente fragmentados e, por vezes, arredondados sugerem a abrasão em fluxo trativo de energia alta.

4.3.2.2. Microfácies Calcarenito Muito Fino a Médio, Rico em Bioclastos de Ostracodes (CREocd)

Diagnose: Calcarenito muito fino rico em bioclastos de ostracodes (Figura 4.7 – C e D).

Descrição: Calcarenitos maciços, com laminação cruzada incipiente, fraturados e bem a moderadamente selecionados. São configurados por empacotamento denso e orientação oblíqua ao acamamento, por vezes com a concavidade dos bioclastos voltada predominantemente para baixo. Os contatos são suturados, longos e pontuais (raro). O tamanho das partículas varia de areia muito fina a média (moda). Os constituintes primários observados são bioclastos de ostracodes, peloides, grãos aloquímicos carbonáticos indiferenciados, litoclastos peloidais/bioclásticos, oncoides, ooides, litoclastos de coquina, bioclastos de bivalves e intraclastos carbonáticos microcristalinos (raro); onde os oncoides e ooides geralmente apresentam núcleos de bioclastos de bivalves. Os bioclastos de bivalves apresentam-se inteiros, fragmentados e articulados (traço); raramente com linhas de crescimento preservadas; e parcialmente totalmente micritizados. Pode haver microesparita. A cimentação é dada por calcita em franja, mosaico, blocosa, macrocristalina, drusiforme e esferulítica (raro); dolomita blocosa e em mosaico; quartzo em cristais únicos isolados e em mosaico microcristalino; e minerais opacos em agregados. As fraturas podem ser preenchidas por calcita blocosa e traço de barita prismática. Dolomita (blocosa e microcristalina), minerais opacos (framboidais, em agregados e prismáticos) e raro quartzo microcristalino substituem as os grãos detríticos e o cimento. Abundante quartzo microcristalino pode preencher rara porosidade vugular. A porosidade

petrográfica visual varia de 3% a 15%, com os seguintes tipos de poros: intercrystalinos, interpartícula e intrapartícula e de fratura (traço).

Interpretação: Orientação oblíqua ao acamamento e presença de bioclastos com a concavidade voltada predominantemente para baixo sugerem fluxo trativo. Já a predominância de bioclastos de bivalves inteiros desarticulados, micritização parcial a total e, por vezes, a presença de microesparita (indicando a recristalização de lama carbonática) sugerem energia mais baixa que a microfácies Calcarenito Grosso Bioclástico (CREgb).

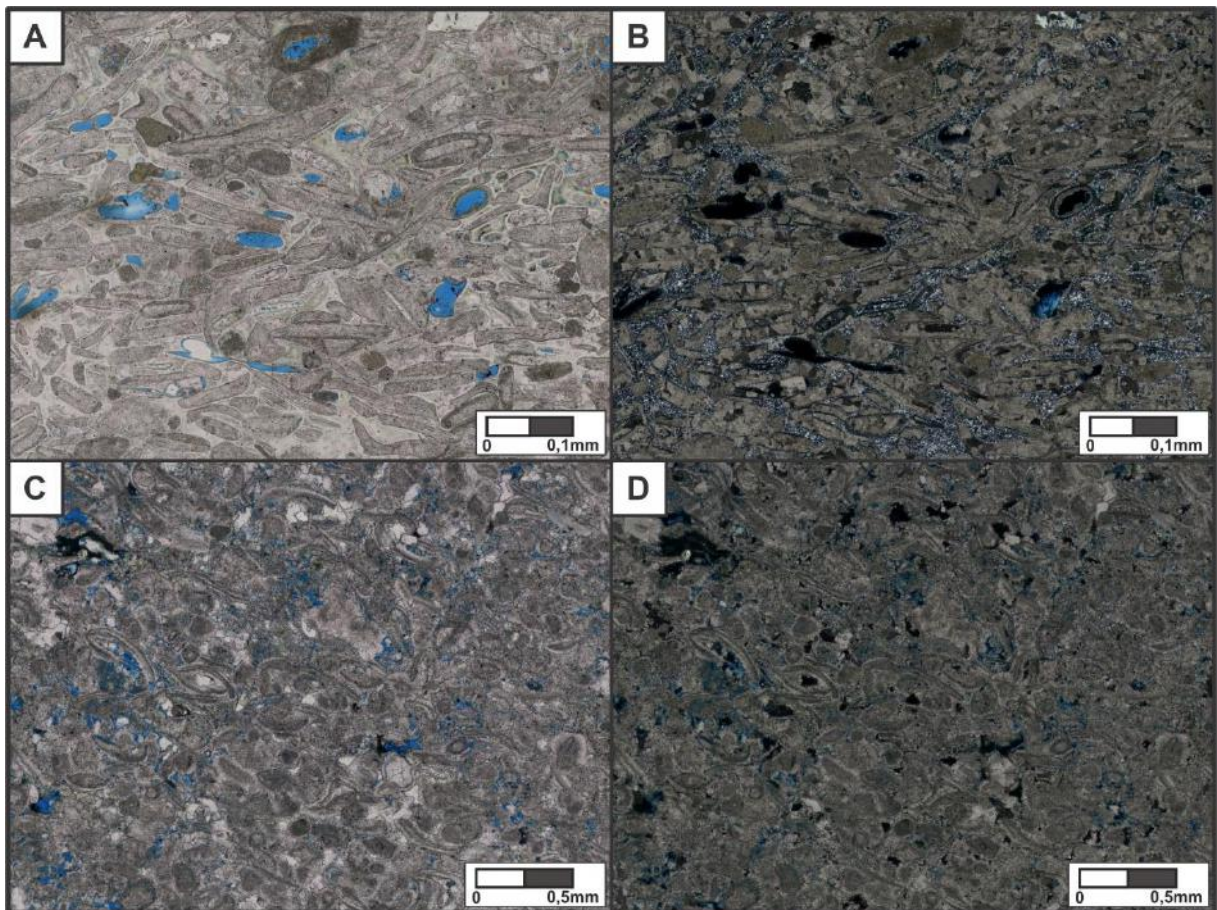


Figura 4.7. Fotomicrografias das microfácies: A-B) Calcarenito Grosso Bioclástico, com a presença de bioclastos de bivalves fragmentados (//P e XP, respectivamente; 5788,10 m); e C-D) Calcarenito muito fino a médio, rico em bioclastos de ostracodes, e presença de peloides (//P e XP, respectivamente; 5786,25 m). //P: Nicóis paralelos. XP: Nicóis cruzados.

4.3.3. LITOFÁCIES CALCIRRUDITO BIOCLÁSTICO

Diagnose: Calcirrudito bioclástico (Figura 4.8).

Descrição: Ocorre intercalado com as outras litofácies ao longo de todo o testemunho analisado. Calcirruditos bioclásticos mal a bem selecionados, de granulometria tamanho seixo a grânulo e de contatos da base erosivos. Presença de gradação normal, fraturas verticais a sub-verticais e concreções e nódulos de sílica. Orientação em relação ao acamamento varia de concordante a altamente variável. Empacotamento denso a frouxo e localmente disperso. Composto por conchas de bivalves, grãos aloquímicos predominantemente arredondados e esbranquiçados (ooides e peloides), oncooides, partículas envelopadas (incluindo núcleos de bivalves), bioclastos de gastrópodes, litoclastos calcíticos, ostracodes articulados e raramente por clastos de sílica na base de camada. As valvas dos bivalves são articuladas e desarticuladas, inteiras e fragmentadas. Arcabouço de bioclastos de bivalves inteiros e articulados imersos em matriz de tamanho areia média a grossa com os constituintes acima, que pode, localmente, aumentar em proporção em direção ao topo das camadas. Conchas com concavidade voltada para baixo e para cima, predomínio de concavidade para baixo. Pode-se encontrar bioclastos de bivalves articulados concentrados na base de algumas camadas. As valvas podem apresentar até tamanho seixo, com cerca de 5 cm. Presença de linhas de crescimento nas conchas. Presença de molde e contramolde de bioclasto de bivalve inteiro entre 5791,34 m e 5791,20 m. As fraturas sub-verticais por vezes encontram-se abertas e preenchidas por calcita. Sílica e calcita preenchem porosidade intrapartícula. Podem ocorrer níveis silicificados e de dolomito com microfraturas. Presença de manchas heterogêneas de áreas com maior cimentação por calcita e, secundariamente, por sílica. As rochas podem estar intensamente recristalizadas, com textura original obliterada. A porosidade visual nessa litofácies é <5 a 10%, o tamanho dos poros é <1 a >2 mm e são do tipo: interpartícula, intercristalino, intrapartícula, vugular, móldico e fratura.

A fácies CRUb pode gradar para a fácies CREb, onde as conchas inteiras tornam-se dispersas e a quantidade de matriz aumenta, até CREb sem conchas inteiras.

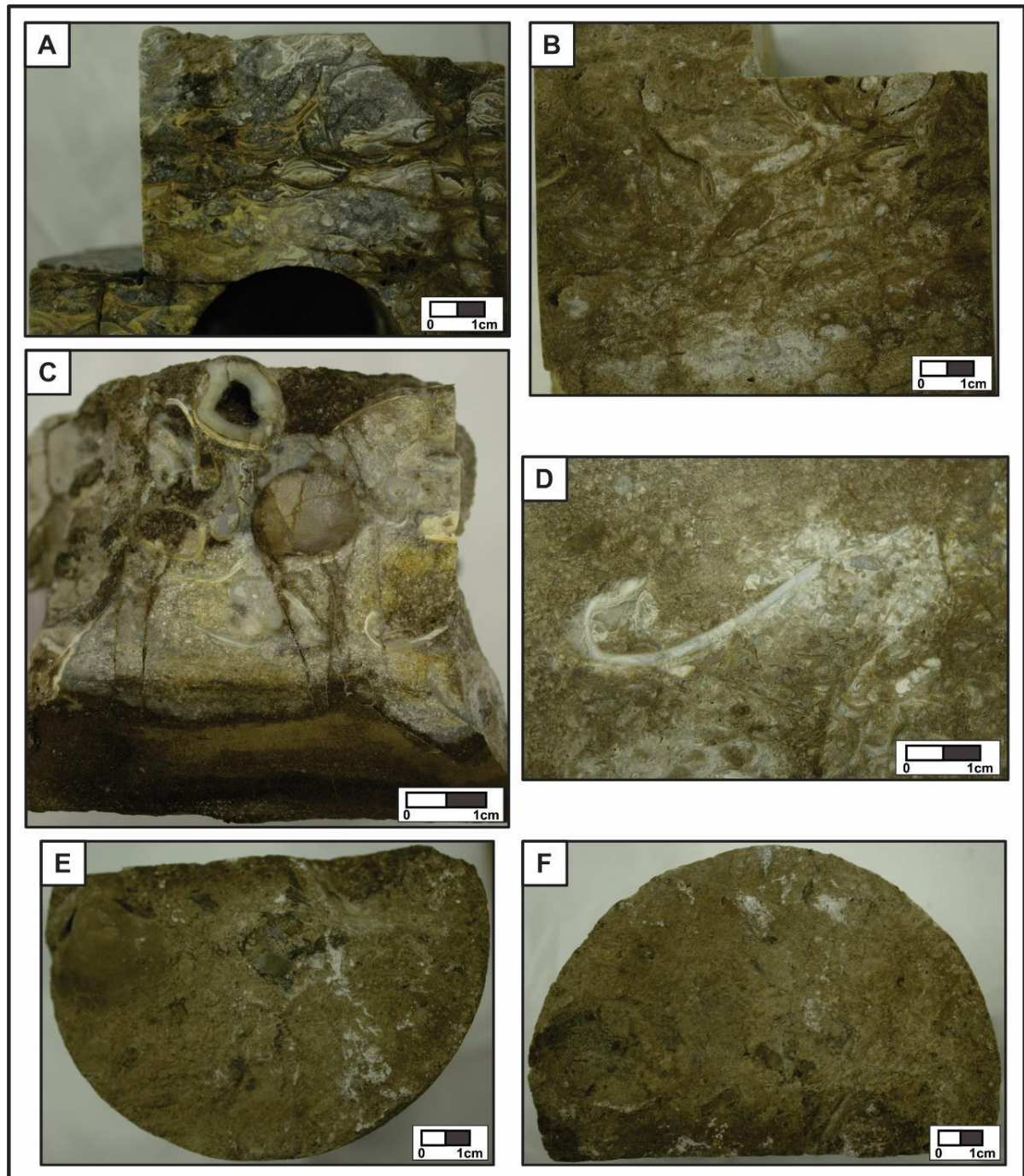


Figura 4.8. Fotos de detalhe da litofácies Calcirrudito Bioclástico: A-D) bioclastos inteiros e articulados em meio à matriz (A: 5777,35 m; B: 5789,00 m; C: 5776,52 m; e D: 5790,64 m); E) contra-molde de bioclasto de bivalve inteiro (5791,17 m); e F) molde de bioclasto de bivalve inteiro (5791,34 m).

4.3.3.1. Microfácies Calcirrudito Oncolítico Fino a Médio com Bioclastos (CRUo)

Diagnose: Calcirrudito oncolítico fino a médio com bioclastos (Figura 4.9 – A e B).

Descrição: Calcirruditos maciços e mal a bem selecionados. São configurados por empacotamento denso e orientação oblíqua e variável (raro). Os contatos são longos, suturados e pontuais. O tamanho das partículas varia de areia grossa a muito grossa (moda), com grãos até grânulo e seixo (máximo). Os constituintes primários observados são oncoides, litoclastos peloidais/bioclásticos, ooides, bioclastos de bivalves, litoclastos carbonáticos indiferenciados, grãos aloquímicos carbonáticos indiferenciados, intraclastos carbonáticos microcristalinos, bioclastos de ostracodes, peloides e litoclastos de coquina; onde os ooides podem apresentar núcleos policompostos. Os bioclastos de bivalves apresentam-se fragmentados e inteiros; raramente apresentando linhas de crescimento preservadas. A cimentação é dada por calcita em franja, mosaico, blocosa, drusiforme e macrocristalina; quartzo mosaico e microcristalino; dolomita blocosa, mosaico e em franja; calcedônia drusiforme, em franja e fibro-radial; minerais opacos em agregados; e rara barita prismática preenchendo porosidade vugular. Dolomita (blocosa, em mosaico e microcristalina), quartzo (microcristalino e em mosaico), calcedônia e minerais opacos (framboidais e prismáticos) substituem as partículas e o cimento. A porosidade petrográfica visual varia de 4% a 16%, com os seguintes tipos de poros: interpartícula, intrapartícula, móldicos e intercristalinos, vugulares e de fratura (traço).

Interpretação: Orientação dos bioclastos predominantemente oblíqua, contatos longos e suturados, e bioclastos majoritariamente fragmentados remetem a fluxo trativo de alta energia.

4.3.3.2. Microfácies Calcirrudito Oncolítico com Bioclastos e Gradação Normal (CRUog)

Diagnose: Calcirrudito oncolítico com bioclastos e gradação normal (Figura 4.9 – C e D).

Descrição: Calcirrudito com gradação normal e feições geopetais, moderadamente a mal selecionados. São configurados por empacotamento denso e orientação concordante a oblíqua em relação ao acamamento. Os contatos são longos, suturados, pontuais e côncavo-convexos (raro). As partículas são de tamanho areia grossa (moda), variando de areia muito fina (mínimo) a seixo (máximo). Os constituintes primários observados são oncoides, bioclastos de bivalves, ooides, litoclastos peloidais/bioclásticos, litoclastos silicificados, litoclastos carbonáticos indiferenciados, peloides, bioclastos de ostracodes, grãos aloquímicos carbonáticos indiferenciados, bioclastos de gastrópodes e litoclastos de coquina; onde os ooides geralmente apresentam núcleos de bioclastos de ostracodes, bivalves e gastrópodes, de litoclastos peloidais-bioclásticos, e núcleos policompostos. Os bioclastos apresentam-se fragmentados, inteiros e articulados (porção superior das lâminas delgadas); com linhas de crescimento preservadas. A cimentação é dada por calcedônia em franja e fibro-radial; quartzo drusiforme, em cristais únicos isolados, microcristalino, em mosaico, em franja e drusiforme; calcita em mosaico, blocosa, macrocristalina e em franja; e dolomita em franja. Quartzo em mosaico, dolomita microcristalina e minerais opacos com hábito framboidal substituem as partículas e o cimento. A porosidade petrográfica visual varia de 1,5% a 2%, com os seguintes tipos de poros: intrapartícula, intercristalinos, móldicos (traço) e de fratura (traço).

Interpretação: A gradação normal somada à presença de bioclastos articulados para o topo sugere diminuição de energia em um fluxo gravitacional.

4.3.3.3. Microfácies Calcirrudito Médio Bioclástico (CRUbm)

Diagnose: Calcirrudito bioclástico médio (Figura 4.9 – E e F).

Descrição: Calcirruditos maciços, moderadamente a mal selecionados. São configurados por empacotamento denso e orientação oblíqua em relação ao acamamento. Os contatos são suturados, longos, pontuais (raro) e côncavo-convexos (raro). As partículas são de tamanho areia grossa a seixo (moda), variando de silte grosso (mínimo) a seixo (máximo). Os constituintes primários observados são bioclastos de bivalves, litoclastos de coquina, oncoides, ooides, litoclastos peloidais/bioclásticos, litoclastos carbonáticos indiferenciados, grãos aloquímicos carbonáticos indiferenciados, peloides e bioclastos de ostracodes. Rara presença de microesparita. Presença de clastos totalmente dolomitizados destoando dos constituintes diagenéticos da rocha analisada. Os bioclastos apresentam-se fragmentados, inteiros e articulados (raro); por vezes com linhas de crescimento preservadas em conchas silicificadas; e ocorrência de conchas de bivalves arredondadas. A cimentação é dada por calcita em franja, mosaico, drusiforme, blocosa e macrocristalina; calcedônia em franja e fibro-radial; dolomita blocosa; quartzo drusiforme, microcristalino, em franja e mosaico; e minerais opacos em agregados. Quartzo e calcedônia drusiformes, dolomita microcristalina e minerais opacos framboidais substituem as partículas e o cimento. A porosidade petrográfica visual varia de 11% a 25%, com os seguintes tipos de poros: interpartícula, intrapartícula, móldicos e intercristalinos.

Interpretação: Orientação oblíqua dos bioclastos em relação ao acamamento, contatos suturados e longos, e ocorrência de bioclastos arredondados sugerem abrasão em fluxo trativo de energia alta.

4.3.3.4. Microfácies Calcirrudito Bioclástico com Matriz (CRUbmf)

Diagnose: Calcirrudito bioclástico com matriz fina micrítica (Figura 4.9 – G e H).

Descrição: Calcirruditos maciços e muito mal selecionados. São configurados por empacotamento denso a frouxo e orientação variável à oblíqua. Os contatos são longos, pontuais, suturados, grão/não grão e côncavo-convexos. As partículas variam de silte médio (mínimo) a seixo (máximo). Os constituintes primários observados são bioclastos de bivalves, grãos aloquímicos carbonáticos indiferenciados, litoclastos peloidais/bioclásticos, litoclastos carbonáticos indiferenciados, bioclastos de gastrópodes, oncoides, litoclastos silicificados, peloides e bioclastos de ostracodes; onde os oncoides geralmente apresentam núcleos de bioclastos de bivalves e de litoclastos peloidais/bioclásticos. Presença de microesparita. Os bioclastos apresentam-se fragmentados, inteiros e articulados (raro); raramente apresentando linhas de crescimento preservadas. A cimentação é dada por calcita macrocristalina, microcristalina, mosaico e blocosa; quartzo em mosaico drusiforme; e traço de minerais opacos, barita e zeólita. Dolomita (blocosa e microcristalina), calcedônia fibro-radial, quartzo microcristalino e minerais opacos com hábito framboidal e em agregados substituem as partículas e o cimento. A porosidade petrográfica visual varia de 6% a 18%, com os seguintes tipos de poros: intercristalinos, intrapartícula, vugulares, móldicos e de fratura (traço).

Interpretação: Má seleção, empacotamento localmente frouxo, maior ocorrência de bioclastos inteiros, contatos grão/não grão e presença de micrita sugerem fluxo gravitacional com pouca influência de ondas após a deposição.

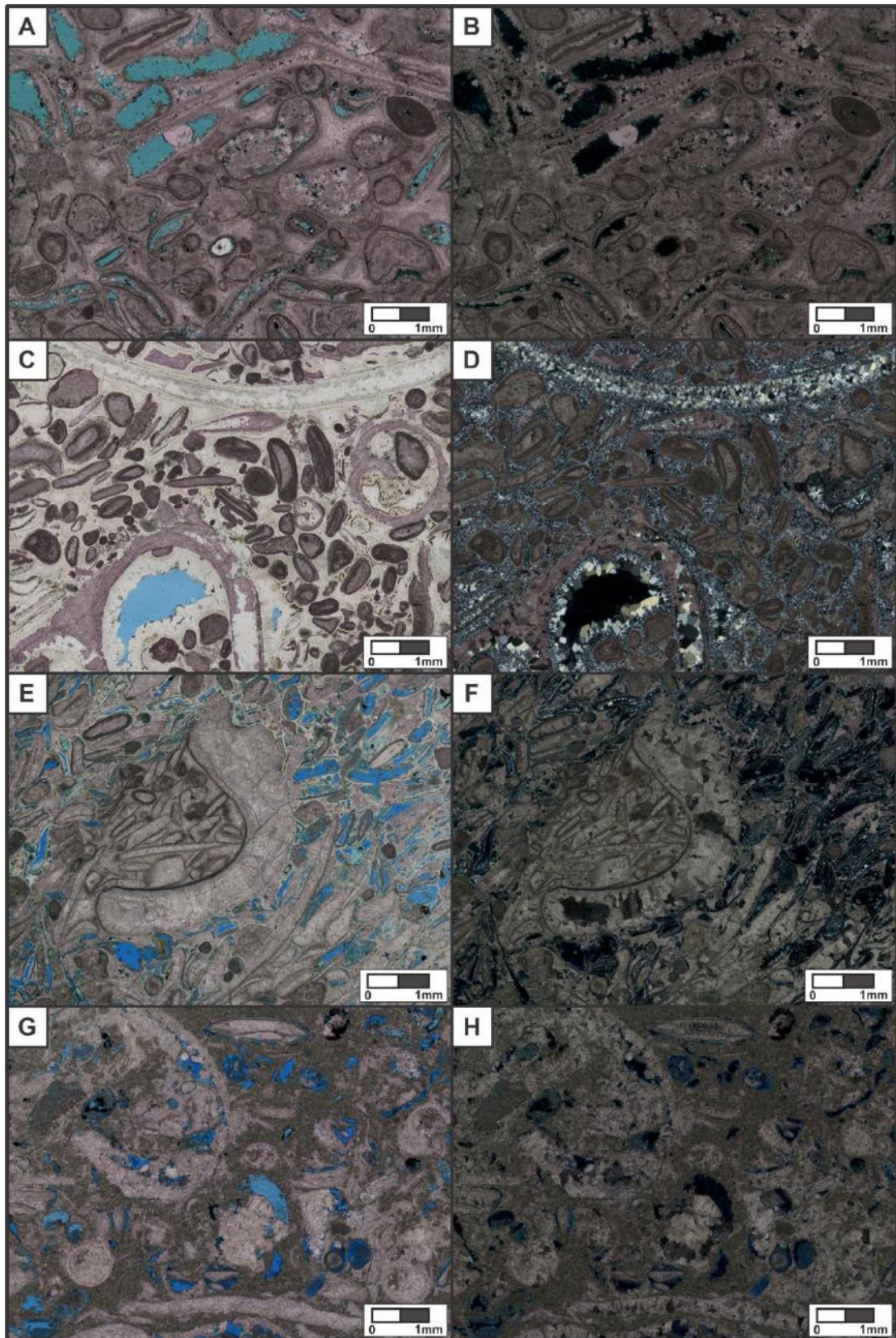


Figura 4.9. Fotomicrografias referentes às microfácies: A-B) CRUo (5791,30 m); C-D) CRUog (5779,65 m); E-F) CRUbm (5788,70 m); e G-H) CRUbm (5782,00 m); todas em nicóis paralelos e cruzados, respectivamente.

4.3.4. LITOFÁCIES CALCILUTITO (CLU)

Diagnose: Calcilutito (Figura 4.10).

Descrição: Ocorre na porção superior do testemunho. Calcilutito de cor marrom acinzentada com contatos retos na base. Presença de laminação plano-paralela incipiente, gradação normal e crenulação. Presença de fraturas e microfraturas sub-verticais e sub-horizontais. As fraturas sub-verticais encontram-se parcialmente abertas e preenchidas por calcita. Presença de bioturbação isolada, podendo conter pirita. Empacotamento frouxo a localmente denso. Composto por matriz calcítica lamosa e, secundariamente, por bioclastos de bivalves e gastrópodes. A matriz lamosa podendo estar intensamente recristalizada e parcialmente a majoritariamente dolomitizada (níveis intensamente dolomitizados – dolomito). As conchas de bivalves são desarticuladas fragmentadas com tamanho areia fina a muito grossa (1,6 cm) dispersas na matriz. Nos níveis intensamente dolomitizados pode ocorrer intensa fragmentação da rocha (brechamento). Sílica preenche os poros (em fratura). Calcita do tipo drusiforme cimenta porosidade vugular. Ocorrência de níveis menores do que 1 cm de calcarenito bioclástico fino a médio com matriz carbonática recristalizada e dolomitizada. Nesses níveis de calcarenito bioclástico a dolomitização é mais intensa e observa-se porosidade móldica de conchas desarticuladas fragmentadas. Também ocorrem lentes e níveis de 1 a 3 cm de espessura calcarenito silicificado grosso a muito grosso e com presença de grânulos (presença de bioclastos inteiros e articulados). A porosidade visual nessa litofácies é <5 a 10%, o tamanho dos poros é <1 mm e são do tipo: intercrystalino, microporosidade, fratura, móldico, vugular e fenestral.

Adicionalmente, em descrição petrográfica em uma lâmina delgada: Calcissiltito com fraturas sub-verticais, mal selecionado. É configurado por empacotamento denso e orientação variável. Os contatos são grão/não grão, longos e pontuais. As partículas são de tamanho silte

grosso (moda), variando de argila (mínimo) a grânulo (máximo). Os grãos siliciclásticos são de baixa esfericidade e no geral muito angulosos, variando de muito angulosos a sub-angulosos. Os constituintes primários observados são peloides, bioclastos de bivalves, quartzo detrítico monocristalino e traço de bioclastos de gastrópodes. Os bioclastos apresentam-se fragmentados, inteiros e articulados; sem linhas de crescimento preservadas. Há significativo grau de cimentação, substituição, recristalização e dissolução. A cimentação é dada por calcita macrocristalina, microcristalina e em mosaico. Dolomita (blocosa e microcristalina) e minerais opacos (em agregados, framboidais e cristal único) substituem a rocha. A porosidade petrográfica visual é de 2%, com os seguintes tipos de poros: intercristalinos, interpartícula, de fratura (traço) e intrapartícula (traço).

Interpretação: Presença de lama carbonática recristalizada (microesparita) sugere precipitação química e deposição por suspensão em fluxo de energia baixa.

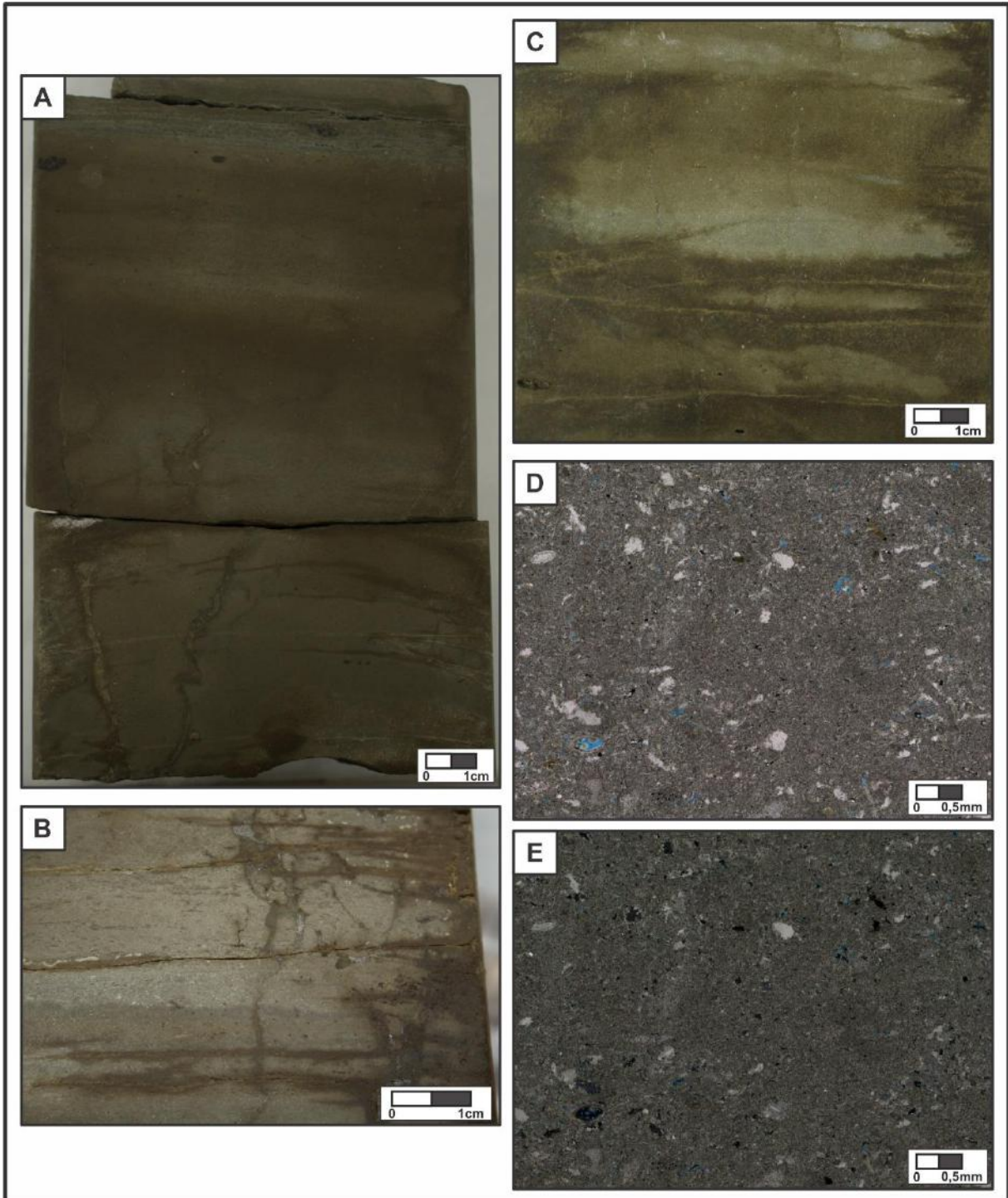


Figura 4.10. Fotos de detalhe e fotomicrografias referentes à litofácies Calcilitito (CLU): A-C) fotos de detalhe com a presença de laminação plano-paralela e fraturas nos calcilititos (A: 5776,65 m; B: 5777,43 m; e C: 5776,97 m); e D-E) fotomicrografias representando a abundância de microesparita nos calcilititos observadas em descrição petrográfica (D: //P; E: XP; 5776,40 m). //P: Nicóis paralelos. XP: Nicóis cruzados.

4.3.5. LITOFÁCIES SILTITO

Diagnose: Siltito (Figura 4.11).

Descrição: Ocorre na porção superior do testemunho. Rochas apresentam coloração amarronzada e contatos retos na base. Pode apresentar laminação plano-paralela, concreções e nódulos de sílica, concreções de carbonato, bioturbação e presença de estruturas de carga (que deformam a laminação). As concreções de sílica seguem a laminação da rocha e a deformam, e apresentam fraturas sub-verticais abertas ou preenchidas por argila ou carbonato. É composto por lama (partículas siliciclásticas indiferenciadas). Presença de lente de 2 cm de calcarenito silicificado com coloração acinzentada, com a presença de bioclastos de gastrópodes. Possuem resultados de raio gama característicos em cerca de 90 gAPI. A porosidade visual nessa litofácies é <5, o tamanho dos poros é <1 mm e são do tipo: fratura e microporosidade.

Adicionalmente, em descrição petrográfica em uma lâmina delgada: Siltito laminado, fraturado e com a presença de níveis e nódulos de sílica fraturados. As partículas são de tamanho silte grosso (moda), variando de argila (mínimo) a areia fina (máximo). Os grãos siliciclásticos são de baixa a alta esfericidade, predominando a baixa esfericidade e no geral muito angulosos, variando de muito angulosos a sub-angulosos. Os constituintes primários observados são quartzo detrítico monocristalino, feldspato (possível abundância de Alkali-Feldspato) mica e traço de celadonita. Presença de microesparita. Há significativo grau de recristalização, substituição, dissolução e cimentação. A cimentação é dada por calcita microcristalina e rara macrocristalina. Abundante quartzo microcristalino e minerais opacos (com hábito framboidal e em agregados) substituem a rocha. A porosidade petrográfica visual é de 3%, com os seguintes tipos de poros: intercristalinos, vulgares e de fratura (traço).

Interpretação: Presença de lama siliciclástica, laminação plano-paralela e bioturbação sugerem a deposição por suspensão em fluxo de energia baixa.

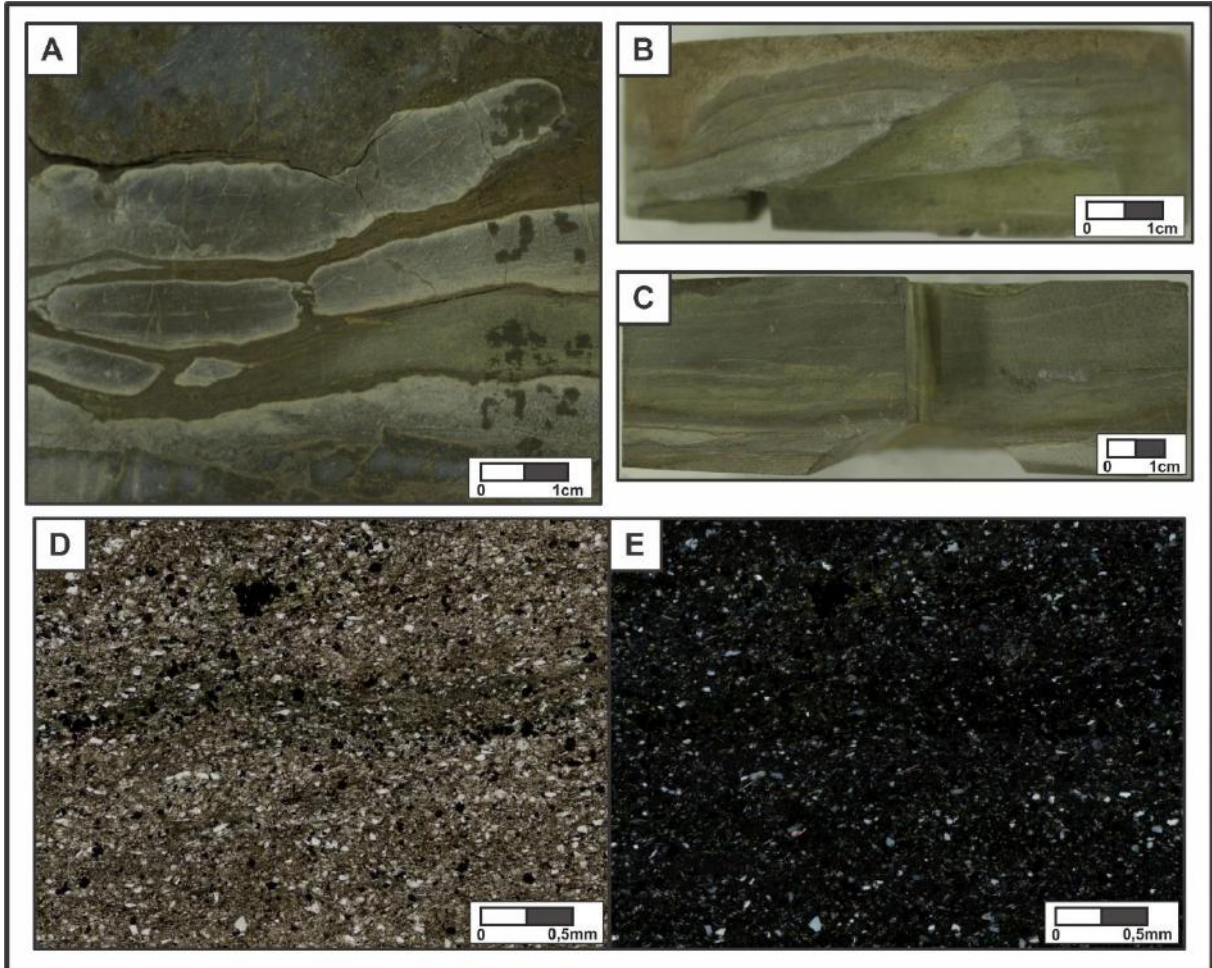


Figura 4.11. Fotos de detalhe (A-C) e fotomicrografias (D-E) referentes à litofácies Siltito (ST): A) concreções e nódulos de sílica (5778,35 m); B) estruturas de carga (5776,26 m); C) laminação plano-paralela (5778,50 m); e D-E) constituintes primários como quartzo, feldspato, mica e minerais opacos (//P e XP, respectivamente; 5776,15 m). //P: Nicóis paralelos. XP: Nicóis cruzados.

4.3.6. LITOFÁCIES DOLOMITO (DOL)

Diagnose: Dolomito maciço (Figura 4.12).

Descrição: Ocorre localmente na porção do meio (5785,2 m a 5784,6 m) do testemunho. Rocha cristalina intensamente dolomitizada, de contato reto na base, coloração marrom acinzentada e sem estrutura sedimentar observada. Possui concreções de sílica e de fraturas sub-verticais abertas e preenchidas por matriz fina (lama carbonática dolomitizada) e calcita hialina. É composta por carbonato cristalino a microcristalino. Não foi observada a presença de fósseis. Níveis de CRE ocorrem no dolomito apresentando silicificação, fraturas e canais preenchidos por lama. Em 5785,10 m também ocorre um nível argiloso físsil, cinza escuro e com espessura de 0,5 cm. A porosidade visual nessa litofácies é <5, o tamanho dos poros é <1 mm e são do tipo: vugular, móldica, intercristalina e de fratura.

Adicionalmente, em descrição petrográfica em uma lâmina delgada: Doloespatito fraturado e com a presença de canais de dissolução. É configurado por empacotamento disperso e orientação variável. As partículas são de cristalinidade fina (moda), variando de cristalinidade muito fina (mínimo) a média (máximo). Os constituintes primários reliquias observados são ostracodes, quartzo detrítico monocristalino e traço de bioclastos de bivalve fragmentados e mica. Os bioclastos apresentam-se sem linhas de crescimento preservadas. Há significativo grau de substituição, dissolução, cimentação e recristalização. A cimentação é dada por calcita em mosaico, blocosa, drusiforme (raro) e eferulítica (raro). Fraturas e canais de dissolução são preenchidos pelos cimentos de calcita em mosaico e blocosa. Dolomita com hábito mosaico blocoso substitui intensamente a rocha dificultando o reconhecimento de seus constituintes primários. Minerais opacos framboidais e em agregados também ocorrem substituindo a rocha. A porosidade petrográfica visual é de 3%, com os seguintes tipos de poros: de fratura e intercristalinos.

Interpretação: A petrotrama, textura, constituintes primários e porosidade originais da rocha são de difícil reconhecimento devido a abundância de dolomita substitutiva, sugerindo processo substitutivo diagenético de intensa dolomitização em ambiente de baixa energia, podendo sugerir eodiagênese.

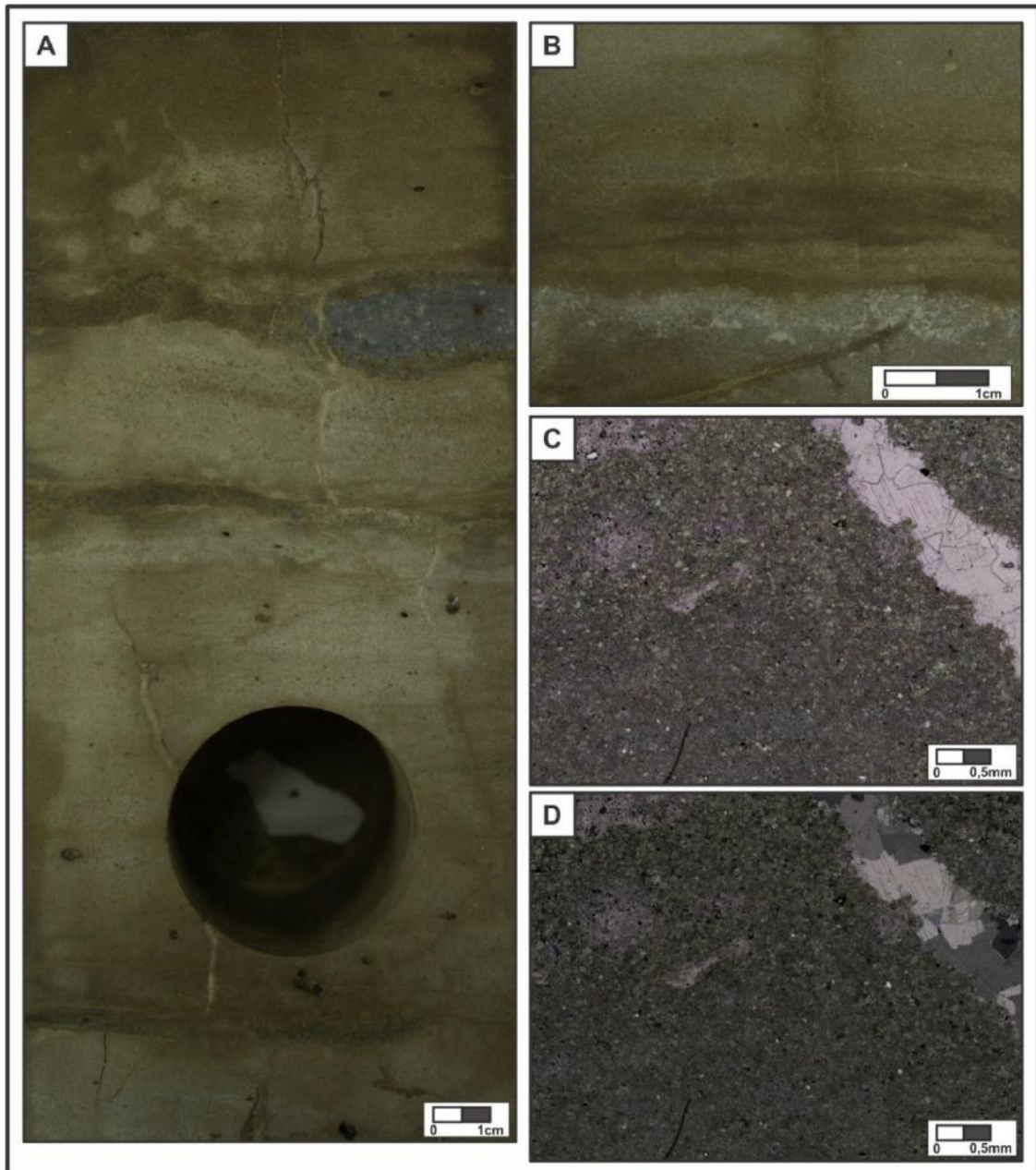


Figura 4.12. Fotos de detalhe e fotomicrografias referentes à litofácies Dolomito (DOL): A-B) fotos de detalhe de laminação plano-paralela incipiente e fraturas sub-verticais preenchidas por calcita (A: 5784,81 m; e B: 5785,12 m); e C-D) fotomicrografias representando a microesparita e fraturas preenchidas por calcita em mosaico em dolomito (//P e XP, respectivamente; 5785,05 m). //P: Nicóis paralelos. XP: Nicóis cruzados.

4.4. Paleoambiente Depositional e Sucessão de Fácies

Muniz & Bosence (2018) relacionaram as fácies para a Formação Coqueiros da Bacia de Campos segundo as associações de fácies de: Leque Aluvial e Planície Emergente; Plataforma Carbonática Lacustre e Lacustre Profundo. Nesse trabalho, devido ao estudo em apenas um testemunho de sondagem, elas foram utilizadas em termos de sucessão de fácies. Com a análise de fácies, foi possível correlacionar apenas os ambientes de Plataforma Carbonática Lacustre e Lacustre Profundo (Tabela 4.3).

Adicionalmente ao que é caracterizado nas fácies da Bacia de Campos por Muniz & Bosence (2018), foram descritos nesse trabalho litoclastos em abundância, o que melhor se enquadra no modelo de Rocha *et al.* (2021). A presença desses litoclastos, ou intraclastos, conforme abordam os autores, indicam uma tectônica ativa. Nesse contexto, os depósitos da própria seção rifte da bacia seriam soterrados, litificados, soerguidos e retrabalhados, compondo os depósitos descritos aqui referentes à porção superior da Formação Itapema no poço analisado.

Ao analisar a sucessão vertical das fácies (Figura 4.2), foram observadas duas tendências no testemunho analisado (Figura 4.13). A primeira tendência é marcada pelo primeiro pico do raio gama. Nessa tendência é identificada a predominância de bioclastos de bivalves fragmentados, indicativo de energia relativamente alta. A litofácies estromatólito (5789,31 m) localizada nesse intervalo remete a energia moderada em ambiente sub-aquoso raso. O ambiente referente à essa porção é de Plataforma Carbonática Lacustre (Muniz & Bosence, 2018).

A segunda tendência é marcada pelo segundo e terceiro pico do raio gama. Esses altos valores podem estar relacionados à presença dos minerais descritos que possuem potássio,

como os K-feldspatos, mica e celadonita. Nota-se nesse intervalo superior uma diminuição de energia para o topo do perfil, com maior proporção de bioclastos inteiros e a presença dos articulados. A presença de fácies indicativas de baixa energia, como as litofácies de Calcilito e Silito, também é um indicativo para uma menor energia nessa segunda tendência. Além disso, existe a ocorrência de um pacote de calcirrudito com bivalves articulados no topo do intervalo, na profundidade de 5.777,30 m, que sugere energia baixa, onde houve pouco transporte do bioclastos de bivalves em relação ao local de vida dos organismos. Nesse caso, os ambientes relacionados são de Plataforma Carbonática Lacustre e Lacustre Profundo (Muniz & Bosence, 2018).

Litofácies	Microfácies	Sinonímia	Paleoambiente Depositional	
			Sub-ambiente	Ambiente
ETR	-	Microbialitos (Muniz & Bosence, 2018);	Sub-aquoso intermeriário, acima do nível base de ondas de tempo bom (Muniz & Bosence, 2015; Muniz & Bosence, 2018).	Plataforma Carbonática Lacustre (Muniz & Bosence, 2018).
CREb	CREgb	<i>Grainstone</i> (G) rico em bivalves (Muniz & Bosence, 2018)	Sub-aquoso, acima do nível base de ondas de ondas de tempo bom (Muniz & Bosence, 2018).	
	CREocd	<i>Grainstone</i> (G) rico em ostracodes (Muniz & Bosence, 2018)	Sub-aquoso profundo, entre o nível base de ondas de ondas de tempo bom e de tempestade (Muniz & Bosence, 2018).	
CRUb	CRUo	<i>Rudstone</i> - Ro (Muniz, 2013)	Intermediário a sub-aquoso, acima do base de ondas de tempo bom (Muniz, 2013; Muniz & Bosence, 2018)	
	CRUog	-	Sub-aquoso (Muniz & Bosence, 2018).	
CRUb	CRUbm	<i>Rudstone, clean</i> - Rc (Muniz, 2013; Muniz & Bosence, 2018)	Sub-aquoso, acima do nível base de ondas de tempo bom (Muniz, 2013; Muniz & Bosence, 2018).	
	CRUbmf	CRUmd (Rocha <i>et al.</i> , 2021)	Sub-aquoso profundo, abaixo do nível base de ondas de tempestade (Muniz & Bosence, 2018).	Lacustre Profundo (Muniz & Bosence, 2018).
CLU	-	<i>Mudstone</i> - MD (Muniz, 2013)	Sub-aquoso profundo, abaixo do nível base de ondas de tempestade (Muniz, 2013; Muniz & Bosence, 2018).	
ST	-	<i>Siltstone</i> - ST (Muniz & Bosence, 2018).	Sub-aquoso profundo, abaixo do nível base de ondas de tempestade (Muniz & Bosence, 2018).	

Tabela 4.3. Relação entre as fácies analisadas no presente trabalho e o modelo de Paleoambiente Depositional de Muniz & Bosence (2018).

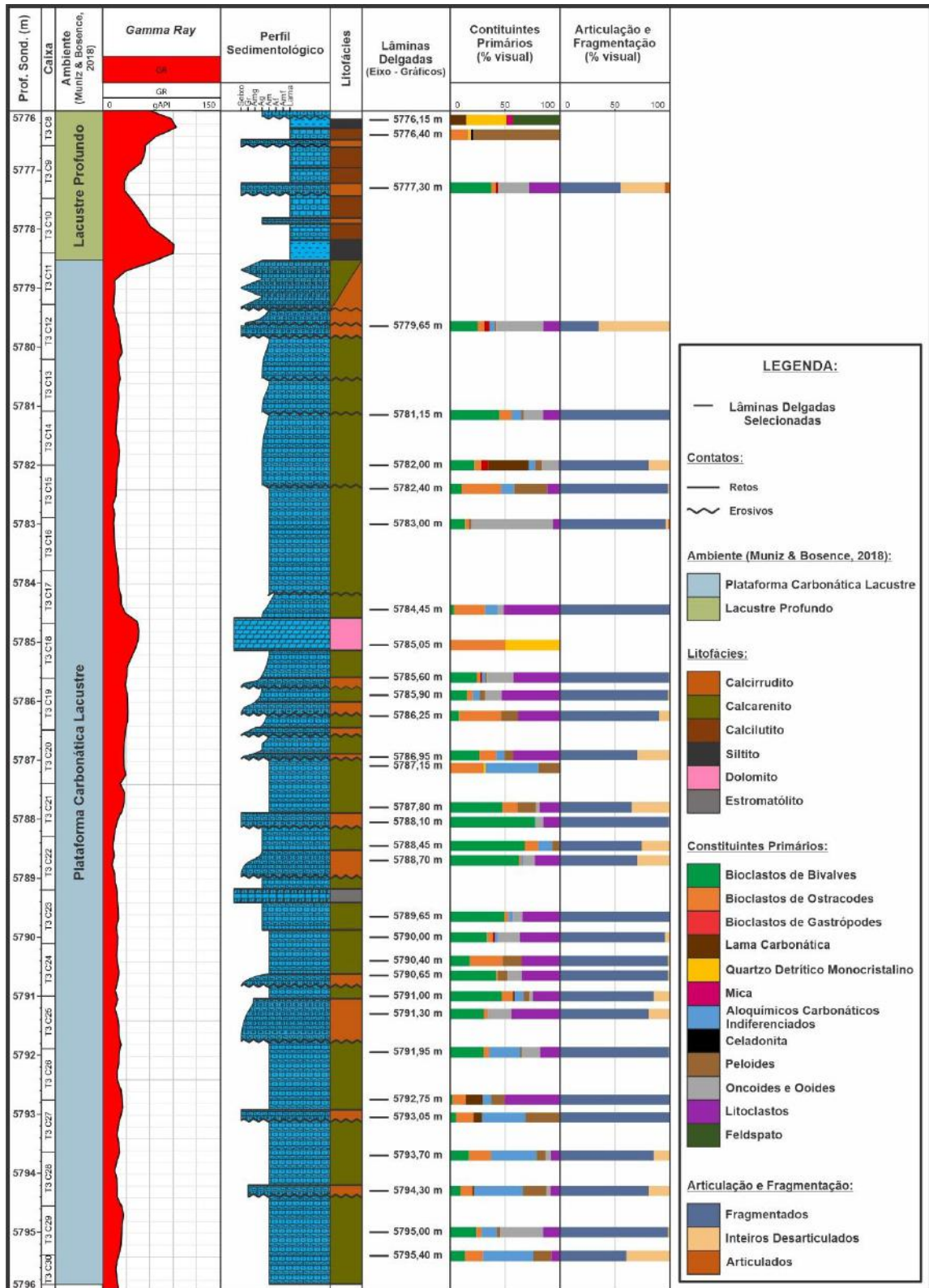


Figura 4.13. Perfil sedimentológico em escala 1/40 do intervalo referente à Formação Itapema no poço 3-BRSA-944A-RJS, Campo de Búzios da Bacia de Santos, adicionado aos ambientes deposicionais (Muniz & Bosence, 2018), ao perfil de raio gama, às litofácies, à localização das lâminas delgadas descritas na petrografia e os gráficos em barra dos tipos de constituintes primários, articulação e fragmentação de bioclastos de bivalves.

5. CONCLUSÕES

1. Os constituintes primários descritos nesse trabalho assemelham-se com os descritos por Rocha *et al.* (2021) para a Formação Itapema no Campo de Mero. Entretanto, a porcentagem de litoclastos peloidais nesse estudo supera a de litoclastos de coquinas, diferente de como é visto em Rocha *et al.* (2021), onde há uma quantidade significativa de litoclastos de coquina.
2. O reconhecimento de aspectos sedimentológicos dos bioclastos, como o grau de fragmentação e articulação, são ferramentas fundamentais para a compreensão dos processos sedimentares na acumulação desses concheiros da Formação Itapema.
3. O modelo paleodeposicional de Muniz & Bosence (2018) para a Formação Coqueiros da Bacia de Campos é relevante como comparativo para o estudo de análise de litofácies para a Formação Itapema. Porém, como todo modelo geológico, é necessário identificar as particularidades para a unidade em estudo. Nesse estudo, as fácies caracterizadas foram relacionadas aos ambientes de Plataforma Carbonática Lacustre e Lacustre Profundo, não sendo identificadas as fácies referentes ao ambiente de Leque Aluvial e Planície Emergente de Muniz & Bosence (2018).
4. Para esse estudo, o modelo deposicional de Rocha *et al.* (2021) também foi necessário na interpretação dos controles sedimentológicos do intervalo estudado, ao explicar a ocorrência dos litoclastos na Formação Itapema devido à litificação, ao soerguimento tectônico e a redeposição das próprias rochas dessa unidade bioclástica da Bacia de Santos.
5. A intensa cimentação, dolomitização, silicificação e presença de maior porosidade secundária (intrapartícula, móldicos, intercrystalinos, em fratura e vugulares) em relação à primária (interpartícula) no intervalo analisado referente à Formação Itapema sugere

que os processos diagenéticos atuaram de forma intensa nessa porção em relação à porosidade primária original das rochas, às aumentando através da dissolução e/ou às diminuindo através da cimentação. A grande quantidade de poros móldicos e intrapartícula indica baixa permeabilidade, porém, é recomendada a realização de estudos mais aprofundados em relação ao sistema poroso dessas rochas.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABELHA, M. BACIA DE SANTOS: Sumário Geológico e Áreas em Oferta. **AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, GÁS NATURAL E BIOCOMBUSTÍVEIS: 3ª RODADA DO PRÉ-SAL**, 2017.

ALTENHOFEN, S. D. Caracterização petrográfica de depósitos carbonáticos lacustres do Grupo Lagoa Feia, Bacia de Campos, Brasil. 2013.

ASMUS, H. E.; BAISCH, P. R. Geological evolution of the Brazilian continental margin. **Episodes Journal of International Geoscience**, v. 6, n. 4, p. 3–9, 1983.

ASMUS, H. E.; PORTO, R. **Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações**. SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Camboriú, SC: 1980.

AZAMBUJA, N. C. DE; ARIENTI, L. M.; CRUZ, F. E. G. DA. **GUIDEBOOK TO THE RIFT-DRIFT SERGIPE-ALAGOAS PASSIVE MARGIN BASIN, BRAZIL. GUIDEBOOK**. **Anais...**Rio de Janeiro: The 1998 AAPG International Conference & Exhibition: Petroleum Geology In a Changing World, nov. 1998.

BARNETT, A. J. *et al.* Seismic characterization and origin of clinoforms in lacustrine depositional environments: a case study from the Cretaceous of the South Atlantic. **The Geological Society of London**, v. 509, n. 1, 2020.

BIZOTTO, A. C. **COQUINAS EOAPTIANAS DO SUDOESTE DA BACIA DE CAMPOS: FÁCIES DEPOSICIONAIS, EVENTOS DIAGENÉTICOS E FATORES CONTROLADORES DA QUALIDADE DO RESERVATÓRIO**. Masters dissertation—Rio Claro, SP: UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA (unesp), 6 jun. 2014.

BRUHN, C. H. L. *et al.* **Campos Basin: reservoir characterization and management-historical overview and future challenges**. Offshore Technology Conference. **Anais...OTC**, 2003.

CAINELLI, C.; MOHRIAK, W. U. **Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins**. Short Course Notes - Brazilian Geology part II. **Anais...**Rio de Janeiro, Brasil: Rio 98 AAPG International Conference and Exhibition, American Association of Petroleum Geologists/Associação Brasileira de Geólogos de Petróleo, 1998.

CAINELLI, C.; MOHRIAK, W. U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. **Episodes Journal of International Geoscience**, v. 22, n. 3, p. 206–216, 1999.

CARLOTTO, M. A. *et al.* Libra: A Newborn Giant in the Brazilian Presalt Province. Em: **AAPG Memoir**. [s.l.] The American Association of Petroleum Geologists, 2017. v. 113p. 165–176.

CASTRO, J. C.; AZAMBUJA FILHO, N. C.; XAVIER, A. **Fácies e análise estratigráfica da Formação Lagoa Feia, Cretáceo Inferior da Bacia de Campos**. CONGRESSO ARGENTINO DE GEOLOGIA. **Anais...**1981.

CHABOUREAU, A. C. *et al.* Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: Paleotopographic and geodynamic implications. **Tectonophysics**, v. 604, p. 191–223, 24 set. 2013.

CHANG, H. K. *et al.* Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. **Tectonophysics**, v. 213, n. 1–2, p. 97–138, 1992.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. Em: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Eds.). **Origem e evolução das bacias sedimentares brasileiras**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990. p. 269–289.

CHINELATTO, G. F. *et al.* A taphofacies interpretation of shell concentrations and their relationship with petrophysics: A case study of Barremian-Aptian coquinas in the Itapema Formation, Santos Basin-Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 116, 3 mar. 2020.

CHOQUETTE, P. W.; PRAY, L. C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **AAPG bulletin**, v. 54, n. 2, p. 207–250, 1970.

CONCEIÇÃO, J. C. J.; ZALÁN, P. V.; WOLFF, S. Mecanismo, evolução e cronologia do rift Sul-Atlântico. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 2, n. 2–4, p. 255–265, 1988.

DAL' BÓ, P. F. *et al.* **COQUINAS DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES: Tafonomia, Diagênese, Porosidade e Classificação**. 1. ed. Rio de Janeiro: EDITORA ALBATROZ, 2020.

DAVISON, I. Tectonics and hydrocarbon distribution along the Brazilian South Atlantic margin. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 153, n. 1, p. 133–151, 1999.

DE CARVALHO, M. D. *et al.* RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS PROFUNDOS DO EO/MESOALBIANO DA BACIA DE SANTOS. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 4, n. 4, p. 429–450, 1990.

DE FIGUEIREDO, A. M. F. **Geologia das bacias brasileiras**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1985.

DE OLIVEIRA, L. C. *et al.* Drowning unconformities on presalt carbonate platforms – Examples from the Itapema Formation (Lower Cretaceous), Santos Basin, offshore Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 577, 14 jul. 2021.

EBERLI, G. P. *et al.* **Lessons from Hamelin Pool and the Maldives for the Coquina Reservoirs in Libra, Santos Basin**. AAPG Annual Convention and Exhibition. **Anais...**San Antonio, Texas: AAPG: Search and Discovery, 30 jun. 2019. Disponível em: <<https://www.searchanddiscovery.com/abstracts/html/2019/ace2019/abstracts/2168.html>>. Acesso em: 29 abr. 2023

FAVORETO, J. *et al.* Depositional controls on lacustrine coquinas from an early cretaceous rift lake: Morro do Chaves Formation, Northeast Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 124, 13 dez. 2020.

FERNANDEZ, R. D. O.; DOS SANTOS, A. J. BACIA DE SANTOS: Sumário Geológico e Setores em Oferta. **AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, GÁS NATURAL E BIOCOMBUSTÍVEIS: 3ª RODADA DO PRÉ-SAL**, 2017.

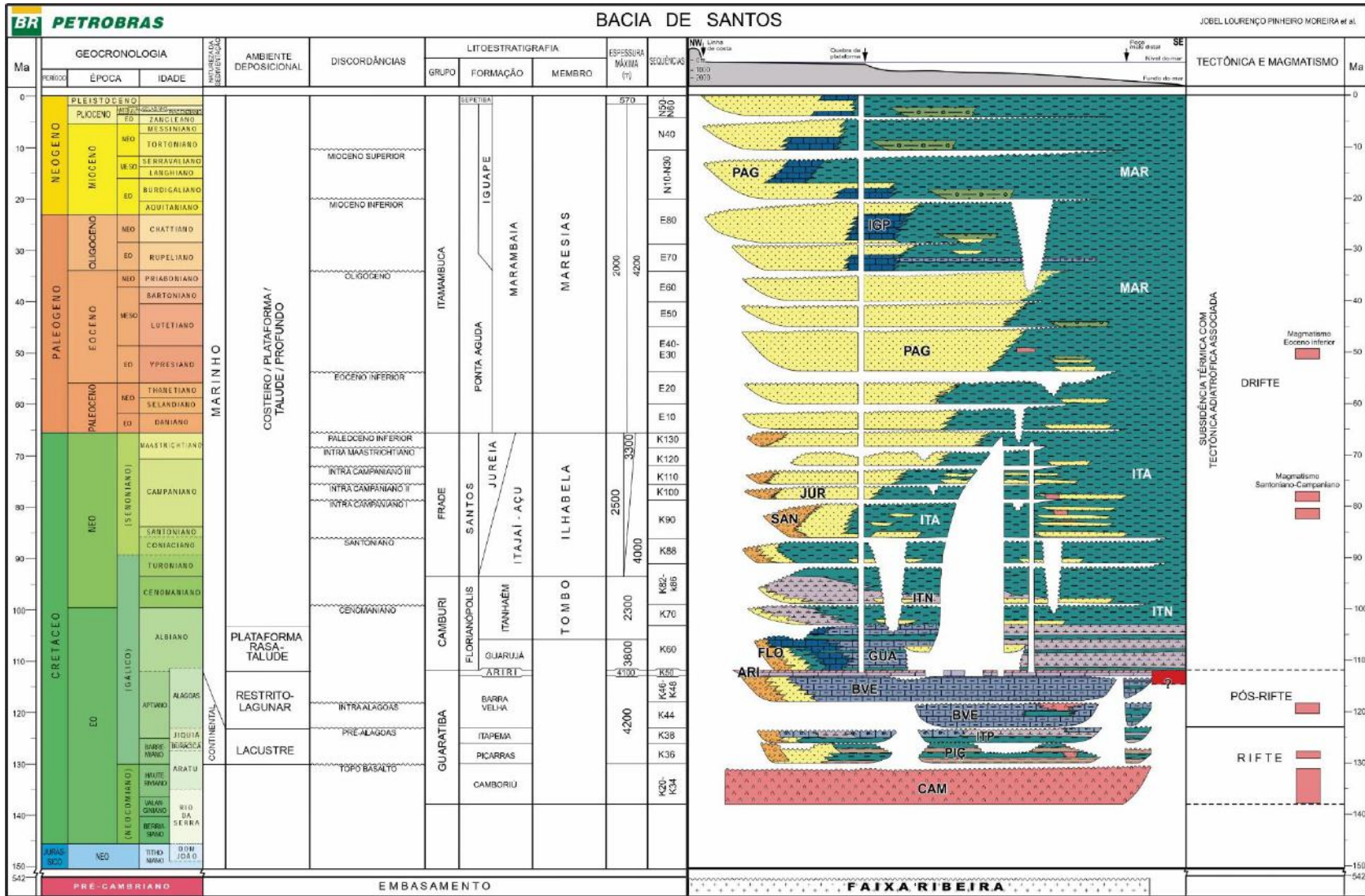
FLÜGEL, E. **Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application**. [s.l.] Springer, 2004. v. 995

- GARCIA, G. G. *et al.* Petrofacies and taphofacies analyses of coquinas as a tool for the establishment of a stratigraphic evolution model of the Morro do Chaves Formation (Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil). **Facies**, v. 67, 12 nov. 2020.
- GOLDBERG, K. *et al.* Re-sedimented deposits in the rift section of the Campos Basin. **Marine and Petroleum Geology**, v. 80, p. 412–431, 21 dez. 2016.
- HARRIS, N. B. Toca Carbonate, Congo Basin: Response to an Evolving Rift Lake. Em: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (Eds.). **Petroleum systems of South Atlantic margins**. [s.l.] AAPG Memoir, 2000. v. 73p. 341–360.
- HASUI, Y. *et al.* **Geologia do Brasil**. São Paulo, Brasil: Beca Especial, 2012.
- JACKSON, M. P. A.; CRAMEZ, C.; FONCK, J.-M. Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks. **Marine and Petroleum Geology**, v. 17, n. 4, p. 477–498, 2000.
- KIDWELL, S. M.; FÜRSICH, F. T.; AIGNER, T. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. **Palaios**, p. 228–238, 1986.
- KUKLA, P. A.; STROZYK, F.; MOHRIAK, W. U. South Atlantic salt basins – Witnesses of complex passive margin evolution. **Gondwana Research**, v. 53, p. 41–57, 1 jan. 2018.
- LEITE, C. DE O. N.; SILVA, C. M. DE A.; DE ROS, L. F. DEPOSITIONAL AND DIAGENETIC PROCESSES IN THE PRE-SALT RIFT SECTION OF A SANTOS BASIN AREA, SE BRAZIL. **Journal of Sedimentary Research**, v. 90, p. 584–608, jun. 2020.
- LIMA, B. E. M. **IMPACTO DA ALTERAÇÃO HIDROTÉRMICA NA QUALIDADE DOS RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS DO PRÉ-SAL NO NORTE DA BACIA DE CAMPOS**. Doctoral thesis—Porto Alegre, RS: UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL, 2020.
- LIMA, B. E. M.; DE ROS, L. F. Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in the Aptian Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 383, p. 55–81, 4 fev. 2019.
- MACEDO, J. M. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 3, n. 3, p. 159–173, 1989.
- MCKENZIE, D. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 40, n. 1, p. 25–32, 1978.
- MIALL, A. D. The valuation of unconformities. **Earth-Science Reviews**, v. 163, p. 22–71, 2016.
- MOHRIAK, W. U. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. Em: BIZZI, L. A. *et al.* (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG / organizadores**. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2003. p. 87–95.
- MOHRIAK, W. U.; PALAGI, P. R.; MELLO, M. R. Tectonic evolution of South Atlantic salt basins. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. Abstract, n. 10, p. 424–425, 1998.
- MOREIRA, J. L. P. *et al.* Bacia de Santos. Em: **Boletim de Geociências da Petrobras**. Rio de Janeiro: Petrobras, 2007. v. 15p. 531–549.

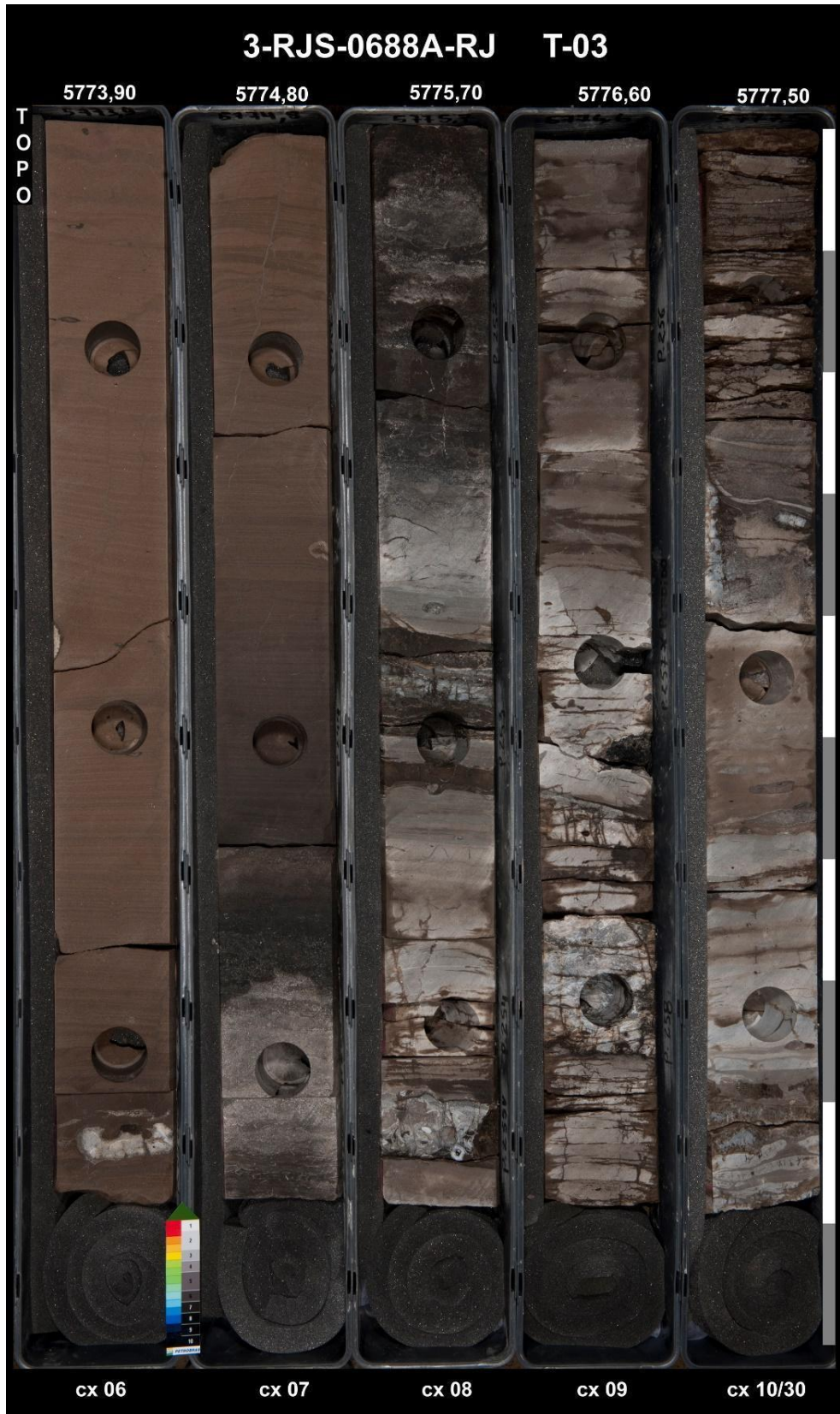
- MUNIZ, M. C. **Tectono-stratigraphic evolution of the Barremian-Aptian continental rift carbonates in southern Campos Basin, Brazil.** [s.l.] Royal Holloway, University of London, 2013.
- MUNIZ, M. C.; BOSENCE, D. W. J. Lacustrine carbonate platforms: Facies, cycles, and tectonosedimentary models for the presalt Lagoa Feia Group (Lower Cretaceous), Campos Basin, Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 102, n. 12, p. 2569–2597, dez. 2018.
- MUNIZ, M. C.; BOSENCE, D. W. J. Pre-salt microbialites from the Campos Basin (offshore Brazil): image log facies, facies model and cyclicity in lacustrine carbonates. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 418, n. 1, p. 221–242, 2015.
- OLIVEIRA, V. C. B. DE *et al.* Lacustrine coquinas and hybrid deposits from rift phase: Pre-Salt, lower Cretaceous, Campos Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 95, 4 jul. 2019.
- RABINOWITZ, P. D.; LABRECQUE, J. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 84, n. B11, p. 5973–6002, 1979.
- RANCAN, C. C. *et al.* **ASPECTOS GEOLÓGICOS DO CAMPO DE MERO, BACIA DE SANTOS.** (N. PALERMO *et al.*, Eds.) Anais do 49º Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2018. Disponível em: <<http://cbg2018anais.siteoficial.ws/anexos/anais49cbg.pdf>>. Acesso em: 29 abr. 2023
- RESTON, T. J. The opening of the central segment of the South Atlantic: symmetry and the extension discrepancy. **Petroleum Geoscience**, v. 16, n. 3, p. 199–206, 2010.
- ROCHA, L.; FAVORETO, J.; BORGHI, L. Coquinas da Formação Itapema, Campo de Mero (Pré-sal da Bacia de Santos): Análise de Microfácies e Paleoambiente Depositional. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 44, p. 1–21, 2021.
- ROCHA, Y. DOS S.; PEREIRA, R. C. L.; MENDONÇA FILHO, J. G. Geochemical assessment of oils from the Mero Field, Santos Basin, Brazil. **Organic Geochemistry**, v. 130, p. 1–13, 24 jan. 2019.
- SZATMARI, P. *et al.* How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution. **Oil & Gas Journal**, v. 83, n. 2, p. 107–113, 1985.
- TAVARES, A. C. *et al.* Facies and depositional environments for the coquinas of the Morro do Chaves Formation, Sergipe-Alagoas Basin, defined by taphonomic and compositional criteria. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, n. 3, p. 415–429, set. 2015.
- THOMPSON, D. L.; STILWELL, J. D.; HALL, M. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-Salt coquinas of Brazil and West Africa. **Gondwana Research**, 2015.
- UDDEN, J. A. Mechanical composition of clastic sediments. **Bulletin of the geological society of America**, v. 25, n. 1, p. 655–744, 1914.
- WAN, L. K. *et al.* FORMATION MECHANISM OF THE SHELL BEACH IN THE EAST SEA OF BRAZIL – A CASE OF THE ITAPEMA FORMATION IN THE SANTOS BASIN. **Applied Ecology and Environmental Research**, v. 17, n. 1, p. 383–394, 2019.

WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **The journal of geology**, v. 30, n. 5, p. 377–392, 1922.

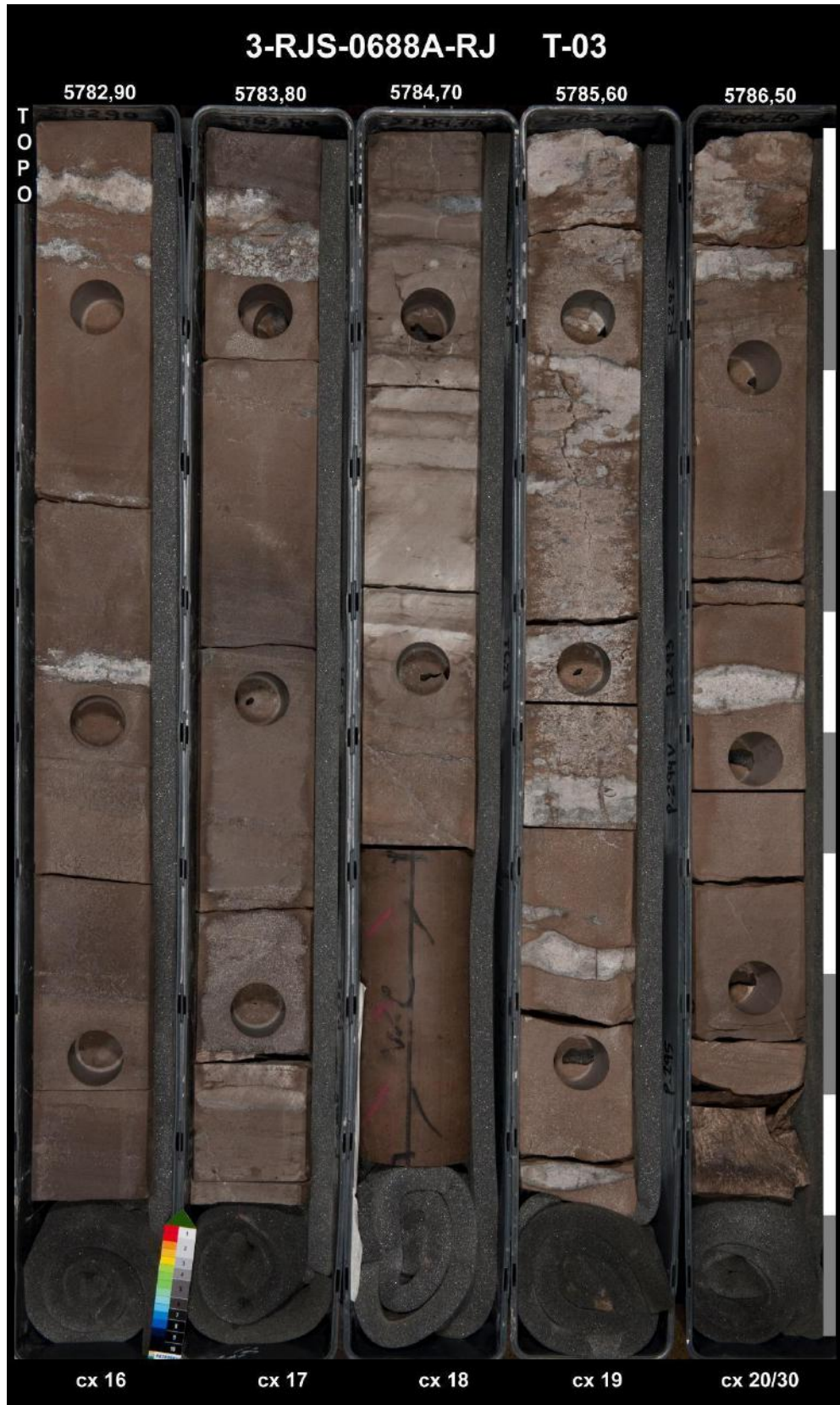
ANEXO A – DIAGRAMA ESTRATIGRÁFICO DA BACIA DE SANTOS (MOREIRA ET AL., 2007).



APÊNDICE A – FOTOGRAFIAS DOS CONJUNTOS DE TESTEMUNHOS POR CAIXA.











APÊNDICE B – GRÁFICOS SUPORTE PARA DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA.

