

Coquinas da Formação Itapema, Campo de Mero (Pré-sal da Bacia de Santos): Análise de Microfácies e Paleoambiente Depositional

*Coquinas from Itapema Formation, Mero Field (Pre-salt of Santos Basin):
Microfacies Analysis and Depositional Paleoenvironment*

Lucas Rocha , Julia Favoreto  & Leonardo Borghi 

Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed),
Rio de Janeiro, RJ, Brasil

E-mails: lucasrocha@geologia.ufrj.br; julia@geologia.ufrj.br; lborghi@geologia.ufrj.br

Resumo

No Brasil, o estudo de rochas carbonáticas tornou-se muito importante devido à descoberta de reservatórios petrolíferos no intervalo Pré-sal de bacias da margem leste brasileira (Campos e Santos). As coquinas da Formação Itapema (Barremiano/Aptiano, Bacia de Santos) são rochas carbonáticas interpretadas na literatura como de origem lacustre, e geralmente constituem depósitos heterogêneos, dos pontos de vista sedimentológico e diagenético, caracterizados por grande diversidade faciológica e variabilidade do seu sistema poroso. Diante disso, este trabalho tem como objetivo propor um modelo paleodeposicional para as coquinas da Formação Itapema (Bacia de Santos) por meio da análise de fácies (lito e microfácies), utilizando-se da identificação dos principais constituintes primários e diagenéticos, bem como da tafonomia das conchas. Para isso, foram utilizados 18,2 m de testemunhos de sondagem e 56 lâminas delgadas, obtidos a partir dos testemunhos n.1 e n.2 do poço 2-ANP-2A-RJS. Como resultado, três litofácies foram identificadas, as quais foram detalhadas pela caracterização petrográfica, permitindo a identificação de 12 microfácies. A análise de fácies mostra que as coquinas são compostas essencialmente por conchas de bivalvíos desarticuladas e seus fragmentos. Em menor quantidade, estão os peloides, ooides, grãos envelopados e intraclastos de coquinas (por vezes silicificados), de oolito, micríticos e intraclastos de textura argilosa; cimentos de calcita, sílica e dolomita; e, por vezes, alguma matriz micrítica. Quatro associações de fácies (microfácies) foram estabelecidas considerando-se a natureza das conchas de bivalvíos encontradas, como o grau de reelaboração (fragmentação e arredondamento); a granulometria dos bioclastos; o conteúdo de ooides, oncooides, peloides e intraclastos; a ausência ou presença de matriz micrítica; os tipos de poros e as características diagenéticas (tipos de cimentos e dissolução). Tais associações de fácies compõem um trato para o qual interpretam-se quatro cenários lacustres dentro do modelo paleoambiental: emergente soerguido, subaquoso raso, subaquoso intermediário e subaquoso profundo. Processos deposicionais trativos de alta energia (ondas e correntes) envolvidos, resultaram em fácies praticamente livres de matriz, particularmente micrita. Intraclastos de coquina, abundantemente encontrados, sugerem uma tectônica ativa, a qual promove o soerguimento de depósitos de coquina precocemente litificados nas margens do antigo lago, que posteriormente são erodidos e ressedimentados bacia adentro.

Palavras-chave: Campo de Mero; Aptiano; Margem continental

Abstract

In Brazil, the study of carbonate rocks has become very important due to the discovery of oil reservoirs in the Pre-salt interval on the east margin basins (Campos and Santos). The coquinas from Itapema Formation (Barremian/Aptian, Santos Basin) are carbonate rocks interpreted as of lacustrine origin in the literature, and generally represent heterogeneous deposits from the sedimentological and diagenetic points of view. Besides that, these rocks are characterized by great faciological diversity and variability of their porous system. The purpose of this work is to propose a paleodepositional model for the coquinas of the Itapema Formation (Santos Basin) through facies analysis (litho and microfacies), using the identification of the main primary and diagenetic constituents, as well as taphonomy of the shells. For this purpose, 18.2 m of well cores and 56 thin sections were used, collected from cores n.1 and n.2 of well 2-ANP-2A-RJS. As a result, three lithofacies were identified, which were detailed by petrographic characterization, allowing the identification of 12 microfacies. Facies analysis shows that coquinas are essentially composed of disarticulated bivalve shells and their fragments. In smaller proportions there are peloids, ooids, oncoids, enveloped grains and intraclasts of coquinas (sometimes silicified), oolite, and micritic; calcite, silica and dolomite cements; and sometimes some micritic matrix. Four facies associations (microfacies) were established, considering the nature of the bivalve shells found, such as the degree of reworking (fragmentation and rounding); granulometry of the bioclasts; content of ooids, oncoids, peloids and intraclasts; absence or presence of micritic matrix;

types of pores and diagenetic features (types of cements and dissolution). Such facies associations belong to a tract of facies depicted by four lacustrine scenarios, namely: emerged uplifted, shallow subaqueous, intermediate subaqueous and deep subaqueous. The high depositional energy processes involved (waves and currents), either tractive or gravitational, resulted in facies practically free of matrix, particularly micrite. Coquina intraclasts, abundantly found, suggest an active tectonics, which promotes the uplift of deposits of coquinas precociously lithified in the margin of an ancient lake that later are eroded and resedimented into the basin.

Keywords: Mero Field; Aptian; Continental margin

1 Introdução

O estudo de rochas carbonáticas destaca-se pelo fato de constituírem-se em reservatórios com expressivos volumes de hidrocarbonetos (Kinoshita, 2010), as quais são responsáveis por aproximadamente 50% das reservas mundiais (Ramakrishnan et al. 2001) e cerca de 60% da produção no mundo (Akbar et al. 2008).

Coquinas podem ser definidas como bioacumulações formadas por conchas ou fragmentos de conchas depositadas por algum agente de transporte (Schäffer, 1972). No Brasil, o estudo de coquinas tornou-se muito importante devido à descoberta de importantes reservatórios petrolíferos em rochas dessa natureza no intervalo Pré-sal (Barremiano/Aptiano) das bacias de Campos e Santos (cf. Barnett et al. 2020; Carlotto et al. 2017; Carvalho et al. 2000; Chinelatto et al. 2020; Leite et al. 2020; Mizuno et al. 2018; Muniz, 2013; Muniz & Bosence, 2018; Oliveira et al. 2019).

No Brasil, de acordo com Thompson (2015), reservatórios de coquinas produzem de 1.000 a 3.000 barris de óleo por dia (bopd) e podem apresentar vazões superiores a 10.000 bopd. Entretanto, tais reservatórios exibem muitas variações laterais e verticais em curtas distâncias tanto na espessura quanto na sua qualidade, devido a efeitos diagenéticos, além de controles paleobiológicos, sedimentológicos (bioestratigráficos) e paleoambientais (Abrahão & Warme, 1990; Bruhn et al. 2003). As coquinas da Formação Itapema encontradas no Campo de Mero, inserem-se nesse contexto.

Todavia, no que se diz respeito aos estudos de coquinas como reservatórios de petróleo no Brasil, os trabalhos estiveram sempre voltados para as coquinas correlatas da Formação Coqueiros na Bacia de Campos (cf. Abrahão & Warme, 1990; Baumgarten, 1985; Bertani & Carozzi, 1985; Bizotto, 2014; Carvalho et al. 2000; Castro & Azambuja Filho, 1981; Corrêa, 2016; Dias et al. 1988; Horschut & Scuta, 1992; Mizuno et al. 2018; Muniz & Bosence, 2018; Oliveira et al. 2019; Schaller et al. 1981; Thompson et al. 2015).

Devido à escassez de publicações sobre as coquinas encontradas na Bacia de Santos (cf. Chinelatto et al. 2020; Leite et al. 2020; Moreira et al. 2007;), particularmente sobre as que ocorrem no Campo de Mero (cf. Barnett et al.

2020; Carlotto et al. 2017), novos estudos que contribuam sobre suas características sedimentológicas, petrográficas e paleoambientais são desejáveis para o reconhecimento da qualidade e parametrização de atributos faciológicos dos reservatórios.

Sendo assim, este trabalho tem como objetivo propor um modelo paleoambiental (conceitual) 3D para as coquinas da Formação Itapema no Campo de Mero a partir da abordagem de um modelo 2D recentemente proposto para a Bacia de Campos (Muniz, 2013; Muniz & Bosence, 2018), por meio da análise de fácies em escalas macroscópica (litofácies) e microscópicas (microfácies) em testemunhos de sondagem de um poço perfurado nesse campo, utilizando-se da identificação dos principais constituintes primários e diagenéticos, bem como aspectos tafonômicos das coquinas.

2 Materiais e Métodos

Para realização deste trabalho, foram utilizados 18,2 m de testemunhos de sondagem pertencentes ao poço 2-ANP-2A-RJS (Figura 1). Os testemunhos encontram-se entre as profundidades de 5.564,9 m e 5.565,8 m (testemunho n.1) e de 5.613,0 m e 5.629,9 m (testemunho n.2). Foram também utilizadas 56 lâminas delgadas obtidas de amostras ao longo dos testemunhos, as quais foram descritas por microscopia de luz transmitida/polarizada (microscópio óptico Zeiss M2m).

A descrição sedimentológica (macroscópica) dos testemunhos foi realizada com o auxílio de lupa de mão e estereomicroscópio (Zeiss SV-11) em escala 1:40.

A classificação petrográfica (litológica) para coquinas não é uma questão trivial, uma vez que possam ocorrer tanto em contexto deposicional de uma fábrica carbonática típica, para a qual as classificações disponíveis de Folk (1962), Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971) são eficientes, quanto para um contexto híbrido (com conteúdo siliciclástico), para o qual essas classificações e outras (Terra et al. 2010; Oliveira et al. 2019) não se mostram satisfatoriamente ajustadas. Recentemente, Borghi (in Dal' Bó et al. 2020) propôs uma classificação alternativa para coquinas que contenham grãos siliciclásticos (rochas híbridas), o que não se observa no presente caso de estudo.

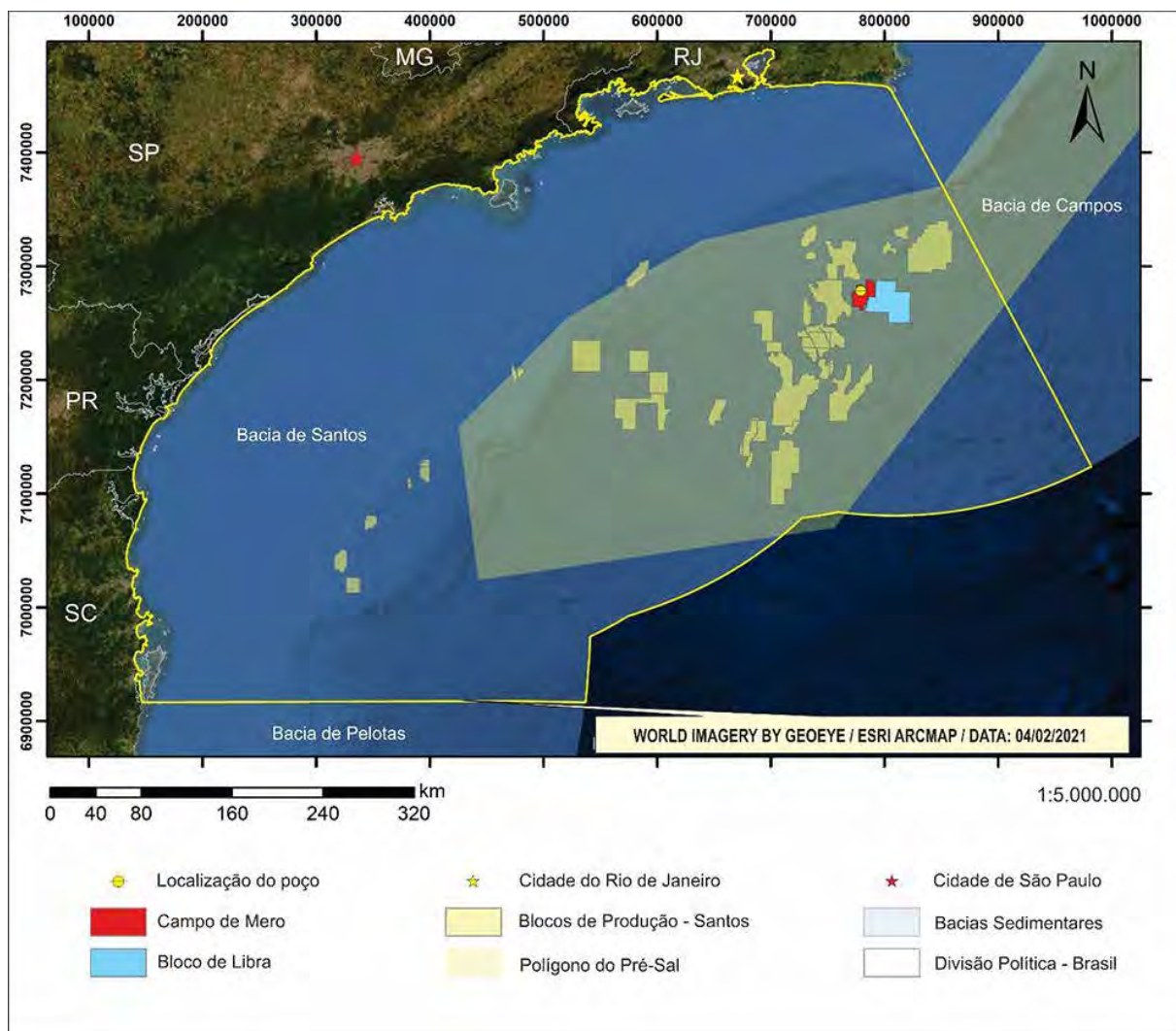


Figura 1 Imagem de localização do poço 2-ANP-2A-RJS na Bacia de Santos. O poço está situado a Noroeste do Bloco de Libra (área em azul claro), especificamente no Campo de Mero (área em vermelho). A área em destaque pela linha amarela demarca a Bacia de Santos.

Por outro lado, a classificação granulométrica de Folk (1962) baseada em Grabau (1904) foi aplicada satisfatoriamente, em consonância com o uso de Rigueti et al. (2020) e de Favoreto et al. (2021) para as coquinas da Formação Morro do Chaves, correlata à Formação Itapema, na Bacia de Sergipe–Alagoas.

Os termos ‘calcirrudito’ e ‘calcarenito’ da classificação granulométrica de Folk (1962) são aqui utilizados com adaptação, subdividindo-se texturalmente a classe calcirrudito fino (1–4 mm) em calcarenito muito fino (1–2 mm) e calcirrudito fino (2–4 mm). Essa adaptação segue a classificação granulométrica de Udden–Wentworth para terrígenos (Udden, 1914; Wentworth, 1922). Complementarmente, utiliza-se o determinante composicional ‘bioclástico’ para firmar a natureza do tipo dominante de grão.

A identificação das fácies foi baseada nas características do arcabouço e da matriz, considerando os seguintes atributos: litologia (cf. Folk, 1962, modificado); tipos de grãos e matriz; granulometria (escala de Udden–Wentworth); articulação das conchas (cf. Kidwell, 1991); grau de fragmentação (cf. Kidwell, 1991); orientação (cf. Kidwell et al. 1986; Kidwell & Holland, 1991); empacotamento (cf. Kidwell & Holland, 1991); seleção (cf. Kidwell & Holland, 1991); arredondamento (cf. Powers, 1953); estruturas sedimentares e demais feições (dissolução e microfraturas); compactação mecânica, cimentação; e tipos de poros (cf. Choquete & Pray, 1970). Tais atributos encontram-se caracterizados em Dal’Bó et al. (2020).

A partir desse conjunto de atributos, mas principalmente através da litologia e das características

texturais, tafonômicas e diagenéticas encontradas, foram diagnosticadas litofácies e microfácies. Em seguida, com apoio das litofácies, as microfácies foram agrupadas em associações de fácies (i.e., microfácies), em função de suas características petrográficas, tais como: grau de reelaboração das conchas (fragmentação e arredondamento); granulometria dos bioclastos; conteúdo de ooides, oncoides, peloides e intraclastos; ausência ou presença de matriz micrítica; tipos de poros; e características diagenéticas (tipos de cimentos e dissolução).

Por fim, estabelece-se uma correspondência entre as interpretações das associações de fácies aqui definidas com o modelo paleoambiental 2D (seção geológica) exposto nos trabalhos de Muniz (2013) e Muniz & Bosence (2018) para coquinas da Bacia de Campos, onde se enfatizam processos autocíclicos de transporte e deposição. O modelo de classificação de tafofácies de Muniz & Bosence (2011) e o modelo de zoneamento hidrodinâmico empregado nas associações de fácies de Mizuno et al. (2018) também foram utilizados complementarmente para as interpretações do paleoambiente. Em seguida, propõe-se um modelo paleodeposicional conceitual 3D, onde se busca a expressão paleogeográfica não só para os processos deposicionais, mas também para fatores extrínsecos (processos alocíclicos) do paleoambiente.

3 Contexto Geológico

A Bacia de Santos está localizada na região Sudeste do Brasil, entre os paralelos 23° e 28° Sul; abrange os litorais dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, estendendo-se pela margem continental afora até a cota batimétrica de 3.000 m (Figura 1), e possui

uma área de aproximadamente 350.000 km²; está limitada a norte, com a Bacia de Campos, pelo alto de Cabo Frio e a sul, com a Bacia de Pelotas, pelo alto de Florianópolis (Moreira et al. 2007).

Trata-se de uma bacia de margem passiva situada na margem continental Leste meridional do Brasil gerada por processos tectônicos extensionais que resultaram na ruptura do Supercontinente Gondwana, que precedeu a separação da América do Sul e África, e, conseqüentemente, a abertura do Oceano Atlântico (Cainelli & Mohriak, 1998; Conceição et al. 1988; Guardado et al. 2000). Sua gênese inicia-se no Neocomiano (Eocretáceo), a partir de uma ‘Sequência Rifte’ (Mio et al. 2005), e o preenchimento tectonossedimentar, que alcança espessuras de até 15 km, pode ser dividido nas fases Rife, Transicional e Margem Passiva (Pereira & Feijó, 1994) ou nas supersequências Rife, Pós-rife e Drifte (Moreira et al. 2007).

A Formação Itapema, alvo deste estudo, encontra-se na Supersequência Rife, correspondente à Formação Coqueiros da Bacia de Campos; apresenta limite inferior marcado por uma discordância ‘Intrabarremiano’ (ou ‘topo do Rife inferior’) com a Formação Piçarras, sotoposta, e limite superior definido por uma discordância na base do Andar Alagoas (‘Pré-alagoas’ ou DPA) com a Formação Barra Velha, sobreposta (Figura 2), sugestivas de um contexto de tectonossedimentação rife (cf. Moreira et al. 2007). Compõe-se por ‘grainstones bioclásticos’ e ‘rudstones’ (coquinas) constituídos por conchas de bivalvíos (q.v. Moreira et al. 2007; Chinellato et al. 2020), além de ‘packstones’, ‘wackstones’ e ‘folhelhos’, depositados em um paleoambiente lacustre durante a Idade Jiquiá, equivalente ao Barremiano/Aptiano (cf. Moreira et al. 2007).

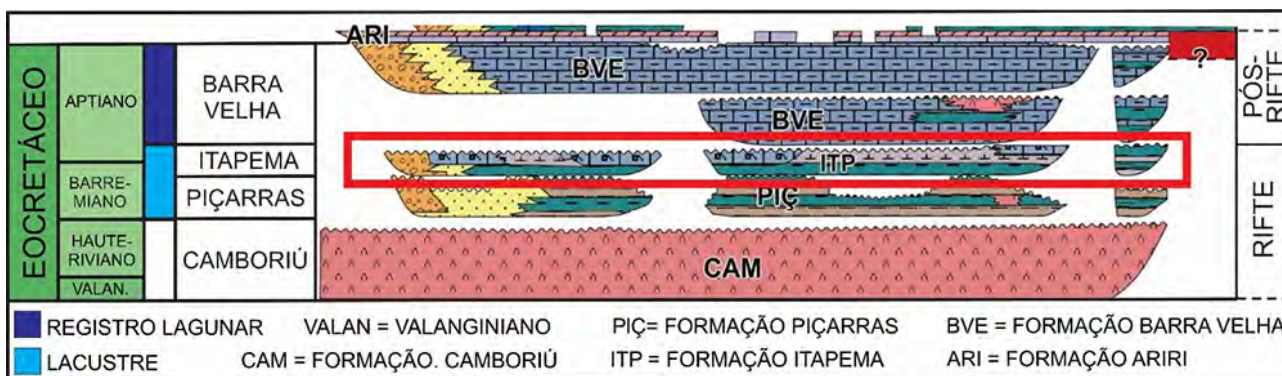


Figura 2 Diagrama cronoestratigráfico dos intervalos Rife e Pós-rife da Bacia de Santos segundo Moreira et al. (2007). Destaque para a Formação Itapema (Supersequência Rife), demarcada em vermelho, alvo do presente estudo no Campo de Mero. Observar a indicação de superfícies discordantes na base (discordância ‘Intrabarremiano’) e no topo (discordância ‘Pré-alagoas’) da Formação Itapema, sugestivas da atividade tectônica no contexto geológico de rife. (Na figura: Época Eocretáceo; idades Valanginiano, Hauteriviano, Barremiano e Aptiano; formações Camboriú, Piçarras, Itapema e Barra Velha; supersequências Rife e Pós-rife).

Barnett et al. (2020), estudando sismicamente o Campo de Mero (Bacia de Santos), identificaram clinofórmias de c. 100 metros de espessura associadas à Formação Itapema, que representariam grandes barras de concheiros, as quais teriam migrado, por ação de correntes, paralelas uma paleolinha de costa do antigo lago. Os autores também identificaram feições cársticas em imagens resistivas de poço (BHI) no poço 2-ANP-2A-RJS, aqui estudado, em um intervalo de 130 metros abaixo da discordância Pré-alagoas (topo da Formação Itapema); porém sem uma caracterização petrográfica completa, pela deficiência de testemunhos e amostras laterais nesse intervalo. Contudo, descrevem e ilustram feições cársticas no topo do testemunho n.2, às quais atribuem uma exposição subaérea prolongada por queda no nível do lago; portanto, associam a discordância Pré-alagoas à carstificação por causas aparentemente climáticas.

4 Resultados e Discussões

4.1 Constituintes Primários

Processos diagenéticos como a recristalização, dissolução e cimentação são bastante atuantes nas coquinas descritas, alterando a textura deposicional (original) dessas rochas e dificultando muitas vezes o reconhecimento de seus constituintes primários (grãos, matriz e cimentos precoces).

Os principais grãos aloquímicos encontrados são bioclastos compostos por valvas de bivalvíos e seus fragmentos (Figura 3A); subordinadamente, encontram-se intraclastos carbonáticos (compostos por coquina, oolito e micrita), ooides, oncoides, grãos envelopados, peloides e, raramente, ostracodes. Os bioclastos de bivalvíos são os grãos mais abundantes (até 95%); ocorrem valvas desde inteiras desarticuladas até muito fragmentadas, que podem apresentar-se dissolvidas ou totalmente substituídas por sílica, calcita e/ou dolomita.

Intraclastos de coquina (Figura 3E) são grãos relativamente abundantes, constituídos por conchas de bivalvíos e seus fragmentos e, em menor abundância, contêm ooides, oncoides, peloides e até mesmo intraclastos menores de coquina. Tais intraclastos são bem arredondados, circulares a elipsoidais (prolatos e oblatos), têm tamanhos que variam de 0,5 milímetro a 2 centímetros e estão comumente silicificados (Figura 3F).

Intraclastos de micrita (Figura 3H) também são comuns e geralmente estão associados aos intraclastos de coquina. Apresentam coloração marrom escura a preta em testemunho, variam de angulosos a arredondados, têm formas esféricas a irregulares (sem forma definida)

e tamanhos que variam de 0,5 milímetro a 0,8 milímetro. Os intraclastos identificados e ilustrados por Barnett et al. (2020) no testemunho estudado sugerem tratar-se de intraclastos de micrita (peloides).

Intraclastos de oolito apresentam ocorrência pontual. Neles, os ooides são substituídos por sílica, apresentam formas alongadas e tamanhos menores que 4 milímetros (Figura 3G).

Ooides isolados são identificados como grãos esféricos a subsféricos que apresentam laminações (envelopes) regulares, concêntricos, bem marcados e diâmetros menores que 0,5 milímetro (Figura 3B).

Os oncoides são grãos subsféricos a elipsoidais constituídos por envelopes irregulares e pouco marcados que crescem sobre um núcleo (geralmente uma concha ou fragmento dela), e que apresentam diâmetros que variam de 0,5 milímetro a 3 milímetros (Figura 3C).

Tanto os ooides quanto os oncoides foram totalmente ou parcialmente substituídos por calcita, dolomita e/ou sílica.

Os peloides (Figura 3D) apresentam-se como grãos micríticos esféricos a elipsoidais sem estrutura interna, coloração marrom escura a preta e tamanhos menores que 0,2 milímetro.

Embora não observados no testemunho estudado no Campo de Mero, ooides de estevensita podem ocorrer junto com 'rudstones bioclásticos' da Formação Itapema (cf. Leite et al. 2020; Chinelatto et al. 2020), assim como bioclastos envelopados por estevensita (cf. Chinelatto et al. 2020).

Na Bacia de Campos, ooides de estevensita são comuns e ocorrem geralmente associados a arenitos híbridos, arenitos estevensíticos e argilitos estevensíticos (cf. Oliveira et al. 2019), e a rudstones bioclásticos (cf. Bizotto, 2014).

Foram considerados grãos envelopados, as partículas que apresentaram de 2 a 4 envelopes de micrita envolvendo as bordas de um bioclasto. Tais partículas são maiores que 3 milímetros e apresentam formas alongadas a irregulares.

Ostracodes são bioclastos raros; suas valvas, delgadas, são menores que 0,5 milímetro e podem apresentar, quando articuladas, seu interior preenchido por calcita fibrorradial.

A matriz micrítica, pouco frequente, é encontrada de duas maneiras: (1) deposicional, porém substituída por microespato e pseudoespato de dolomita e calcita, observada em apenas uma amostra (Figura 3I); e (2) pós-deposicional, gerada pela micritização dos bioclastos, igualmente observada em uma amostra.

Nas coquinas da Formação Coqueiros na Bacia de Campos, a matriz de caráter deposicional é descrita por

Oliveira et al. (2019) como micrita substituída por dolomita e como micrita parcialmente recristalizada por Bizotto (2014). A micrita formada pelo processo de micritização é produzida pelo ataque de microorganismos sobre os bioclastos, que

geram microperfurações e, conseqüentemente, a obliteração da superfície desses grãos pela formação de carbonatos criptocristalinos (Bathurst, 1966; Dal’Bó et al. 2020) ou microcristalinos.

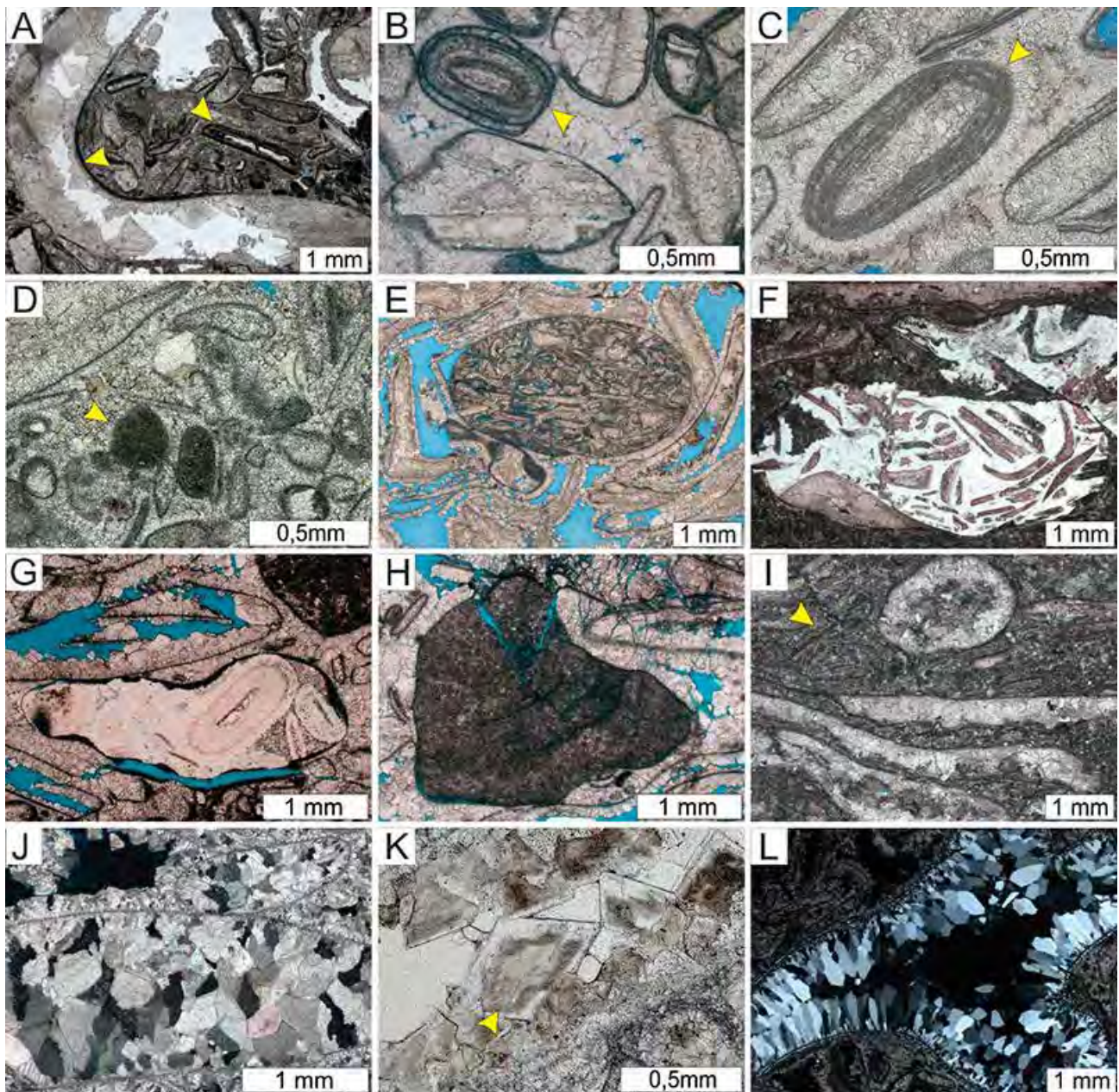


Figura 3 Fotomicrografias dos principais constituintes das coquinas da Formação Itapema no testemunho 2-ANP-2A-RJS, Campo de Mero (Bacia de Santos). A. concha de bivalve inteira e fragmentos de conchas menores (setas amarelas); B. oide com pequeno núcleo de fragmento bioclástico; C. oncoide com núcleo de concha de bivalve; D. peloides; E. intraclasto de coquina bem arredondado; F. intraclasto de coquina arredondado e silicificado; G. intraclasto de oolito silicificado; H. intraclasto de micrita; I. matriz micrítica dolomitizada; J. cristais de calcita em mosaico grosso cimentando concha de bivalve; K. dolomita drusiforme (cristais losangulares acastanhados) cimentando parcialmente porosidade móldica em bioclasto; e L. quartzo drusiforme preenchendo parcialmente porosidade móldica em bioclasto. (A–K, nicois paralelos; L, nicois cruzados).

Não há na literatura uma clareza a respeito da origem dos intraclastos de micrita identificados na Formação Itapema devido à dificuldade de observar-se a sua textura original. Para Chinelatto et al. (2020), esses grãos são de origem microbial (intraclasto de microbialito), enquanto que para Leite et al. (2020) referem-se apenas a uma textura microcristalina, diagenética. Na Formação Coqueiros (Bacia de Campos), Oliveira et al. (2019) reportam a presença comum desses intraclastos associados a ‘rudstones bioclásticos’.

Os principais tipos de cimentos identificados apresentam composição calcítica (Figura 3J), seguidos por cimentos de dolomita (Figura 3K), quartzo (Figura 3L) e calcedônia.

4.2 Análise de Fácies

Foram identificadas três litofácies a partir da caracterização sedimentológica dos testemunhos de sondagem estudados, tendo como principal atributo diagnóstico a granulometria. As litofácies identificadas foram calcarenito bioclástico (CREb), calcirrudito bioclástico fino (CRUbf) e calcirrudito bioclástico fino–médio (CRUbfm), as quais foram detalhadas microscopicamente em termos texturais, composicionais e diagenéticos, incluindo-se o tipo de poro, o que logrou a identificação de doze microfácies (Tabelas 1 e 2).

As litofácies CRUbf e CRUbfm apresentam feições cársticas descritas e ilustradas por Barnett et al. (2020) no intervalo do topo do testemunho n.2 (5.613,0–5.616,5 m,

Figura 4). A essas litofácies estão associadas às microfácies B e CRUa. Apenas na lâmina petrográfica que representa a microfácies B, pôde-se observar uma textura brechada e porosidades vulgares que identificam carstificação; já as lâminas petrográficas em que a microfácies CRUa é descrita, nenhuma feição cárstica foi clara.

A Tabela 1 contém a relação das litofácies com as microfácies identificadas a partir do detalhamento da descrição petrográfica, assim como as respectivas figuras. A coluna estratigráfica da Figura 4 apresenta o empilhamento das litofácies e microfácies descritas.

4.3 Associações de Fácies

O grau de reelaboração (fragmentação e arredondamento) dos bioclastos e a ausência ou presença de matriz micrítica estão relacionados diretamente aos processos de transporte que atuaram no paleoambiente, como correntes, fluxos gravitacionais e ondas (cf. Bizotto, 2014; Mizuno et al. 2018; Muniz, 2013; Muniz & Bosence, 2011, 2018;). Tais atributos faciologicos, assim como a textura (granulometria dos bioclastos), a orientação dos bioclastos (petrotrama), a composição (tipo de grãos) e características diagenéticas (particularmente dissolução e micritização), observados nas lâminas petrográficas, foram os principais critérios para a análise das microfácies e a interpretação de processos de acumulação e do paleoambiente deposicional das coquinas. As estruturas sedimentares são atributos de observação sutil nos testemunhos, o que não permitiu seu uso.

Tabela 1 Relação de litofácies e microfácies descritas para a Formação Itapema no testemunho 2-ANP-2A-RJS (Campo de Mero) e suas respectivas figuras ilustrativas neste estudo.

Litofácies			Microfácies	
Código	Designação	Figuras	Código	Figuras
CREb	Calcarenito bioclástico	5A e 6A	Cg	5B, 5C e 5D
			CREd	6B, 6C e 6D
			CREdmi	6E e 6F
			CREc	6G e 6H
			CREpm	3B, 3C, 3D e 7C
			CREa	7E
			B	5E, 5F, 5G e 5H
CRUbf	Calcirrudito bioclástico fino	5E e 7A	CRUc	3G, 3H e 7B
			CRUfs	7D
			CRUa	3E
CRUbfm	Calcirrudito bioclástico fino–médio	8A e 8B	CRUa	7F, 7G e 7H
			CRUms	3A, 8C, 8D e 8E
			CRUmd	3F, 3I, 8F, 8G e 8H

Tabela 2 Síntese das microfácies identificadas nos testemunhos do poço 2-ANP-2A-RJS (Campo de Mero), contendo os códigos das microfácies e suas designações, diagnoses e interpretações em termos de processos e contextos paleoambientais.

MICROFÁCIES	DESIGNAÇÃO	DIAGNOSE	INTERPRETAÇÃO
CREpm	Calcarenito bioclástico peloidal com alta porosidade móldica	Conchas predominantemente muito fragmentadas, moderadamente a mal selecionadas (bimodal), orientadas ou sem orientação preferencial (>85% dos grãos); subordinadamente contém intraclastos de coquina e micrita, além de peloides, ooides e oncooides (<15%); fração areia média a muito grossa; poros tipicamente móldicos (40–95% da porosidade).	Depósitos de barras, bancos e tempestitos proximais, bioclásticos, formados em ambiente de alta energia, constituídos por conchas com diferentes níveis de reelaboração por ação de correntes e ondas (Mizuno et al. 2018). Paleoambiente lacustre 'subaquoso intermediário' (Muniz, 2013; Muniz & Bosence, 2018), acima do nível de base de ondas de tempo bom.
CREa	Calcarenito bioclástico arredondado	Conchas muito fragmentadas, moderadamente a bem selecionadas, bem arredondadas; fração areia muito grossa; raros intraclastos de coquina e de micrita; petrotrama caótica a paralela.	Depósitos de praia, barras e bancos bioclásticos com intensa fragmentação e abrasão das conchas (Mizuno et al. 2018) por ação de ondas (Tavares, 2014). Conchas muito fragmentadas e reelaboradas indicam transporte por correntes de deriva litorânea com contínua abrasão pela ação de ondas em ambientes rasos (Folk, 1962; Muniz, 2013; Oliveira et al. 2019). Paleoambiente lacustre 'subaquoso intermediário' (Muniz, 2013; Muniz & Bosence, 2018), acima do nível de base de ondas de tempo bom.
CREd	Calcarenito bioclástico dissolvido	Conchas reliquias dissolvidas (moldes) e, subordinadamente (<10%), muito fragmentadas, arredondadas a subarredondadas (contramoldes); intraclastos de coquina e de micrita (<20%); ocorrem raros peloides, ooides e oncooides; fração areia média a muito grossa.	Depósitos de praia bioclástica com intensa fragmentação e abrasão dos concheiros (Mizuno et al. 2018). Conchas muito fragmentadas e reelaboradas indicam ambientes rasos com contínua abrasão pelo transporte por correntes de deriva litorânea e ação de ondas (Folk, 1962; Muniz, 2013; Oliveira, 2019). Paleoambiente lacustre 'subaquoso raso' (Muniz, 2013; Muniz & Bosence, 2018), acima do nível de base de ondas de tempo bom. Em períodos de aridez os bioclastos podem ser expostos e passar por processos de micritização e intensa dissolução (diagênese vadosa), o que ocorre particularmente no caso da CREdmi.
CREdmi	Calcarenito bioclástico dissolvido micritizado	Conchas reliquias dissolvidas (moldes) e, subordinadamente (<30%), conchas muito fragmentadas, arredondadas e micritizadas; ocorrem intraclastos silicificados (calcedônia); fração areia média a muito grossa; matriz micrítica (<15%).	
CREc	Calcarenito bioclástico compactado dolomitizado	Conchas muito fragmentadas, arredondadas, micritizadas e dolomitizadas, moderadamente selecionadas; subordinadamente, intraclastos de coquina e micrita; fração areia grossa a muito grossa; ocorrem grumos dolomíticos; cimento de dolomita (<60% do cimento); petrotrama compacta com orientação paralela dos bioclastos.	Depósitos bioclásticos variados de um paleoambiente lacustre 'subaquoso raso' (Muniz, 2013; Muniz & Bosence, 2018) acima do nível de base de ondas de tempo bom, sob emersão devido à tectônica (soerguimento de altos intrabaciais) ou a variações climáticas (exposição pela contração do antigo lago em períodos de aridez), reconfigurando-se em praias. Processos de dolomitização podem estar associados à circulação de água meteórica, no contexto do soerguimento/emersão (Bustillo et al. 2002; Bustillo et al. 2017; Oliveira et al. 2019).
CRUa	Calcirrudito bioclástico arredondado	Conchas inteiras a fragmentadas, moderadamente a mal selecionadas e arredondadas (80%); subordinadamente, intraclastos de coquina e micrita (<5%); moda na fração grânulo; petrotrama orientada ou não.	Depósitos de barras (Mizuno et al. 2018) e bancos bioclásticos grossos, cujos concheiros são transportados por correntes de energia moderada (conchas menos fragmentadas) a alta (Mizuno et al. 2018; Muniz, 2013; Oliveira et al. 2019), e subsequentemente reelaborados pela ação de ondas. Paleoambiente lacustre 'subaquoso intermediário' (Muniz, 2013; Muniz & Bosence, 2018), acima do nível de base de ondas de tempo bom.
CRUc	Calcirrudito bioclástico com intraclastos	Conchas inteiras a muito fragmentadas, mal selecionadas (~85%); intraclastos de coquina, micrita e oolito (~15%); subordinadamente ooides, oncooides e peloides; moda na fração grânulo; petrotrama orientada ou não.	Depósitos de barras (Mizuno et al. 2018) e bancos bioclásticos grossos, cujos concheiros são transportados por correntes de moderada a alta energia (Muniz, 2013; Mizuno et al. 2018; Oliveira et al. 2019) ou por fluxos gravitacionais, subsequentemente reelaborados pela ação de ondas. Paleoambiente lacustre 'subaquoso intermediário' (Muniz, 2013; Muniz & Bosence, 2018), acima do nível de base de ondas de tempo bom.
CRUfs	Calcirrudito bioclástico fino silicificado	Conchas muito fragmentadas a inteiras, mal selecionadas; moda na fração grânulo; intensa cimentação por sílica (até 25%); petrotrama caótica.	Depósitos de barras (Mizuno et al. 2018) e bancos bioclásticos grossos, cujos concheiros são transportados por correntes de moderada a alta energia (Mizuno et al. 2018; Muniz, 2013; Oliveira et al. 2019), subsequentemente reelaborados pela ação de ondas. Paleoambiente lacustre 'subaquoso intermediário' (Muniz, 2013; Muniz & Bosence, 2018), acima do nível de base de ondas de tempo bom.

Tabela 2 Cont.

MICROFÁCIES	DESIGNAÇÃO	DIAGNOSE	INTERPRETAÇÃO
CRUms	Calcirrudito bioclástico médio silicificado	Conchas inteiras a muito fragmentadas, angulosas a arredondadas; frações de grânulo a seixo médio; raros intraclastos de coquina, ostracodes e peloides (<1%); forte cimentação por sílica (até 30%); sem orientação preferencial e algumas conchas com concavidade para cima.	Tempestitos bioclásticos de grão grosso distais, transportados e depositados pela ação de fluxos gravitacionais turbulentos sob ação de ondas de tempestades (ausência de matriz micrítica). Conchas com diferentes níveis de reelaboração podem ser interpretadas como distintos episódios de influxo sob efeito de pulsos tectônicos (Goldberg et al. 2017). Paleoambiente lacustre 'subaquoso profundo' (Muniz, 2013; Muniz & Bosence, 2018), abaixo do nível de base de ondas de tempo bom, porém acima do nível de base de ondas de tempestade.
CRUmd	Calcirrudito bioclástico matriz-suportado, dolomitizado	Conchas fragmentadas a inteiras; abundante matriz micrítica (<50%), dolomitizada; subordinadamente, intraclastos de coquina silicificados; fração grânulo a seixo médio; petrotrama paralela, com algumas conchas quase articuladas.	Tempestitos bioclásticos de grão grosso distais, transportados e depositados por fluxos gravitacionais sem reelaboração sensível por ondas (presença de matriz micrítica). Os concheiros acumulam-se em ambientes de moderada a baixa energia depositados em cenários mais fundos (Muniz, 2013; Tavares, 2014; Oliveira et al. 2019). Paleoambiente lacustre 'subaquoso profundo' (Muniz, 2013; Muniz & Bosence, 2018), abaixo do nível de base de ondas de tempestade.
Cg	Conglomerado	Intraclastos de coquina (~60%) e conchas muito fragmentadas a inteiras (~40%), muito mal selecionados; frações grânulo a seixo grosso; raros ooides, oncooides e grãos envelopados.	Depósitos de coquina que são reelaboradas e ressedimentadas por fluxos gravitacionais episódicos a partir de escarpas de falha/linha de falha intrabaciais, afastadas da borda da bacia (afastada da área-fonte extrabaciais siliciclástica). Paleoambiente lacustre 'emergente soerguido' adjacente a altos estruturais no interior do antigo lago (adaptado de Muniz, 2013 e Muniz & Bosence, 2018).
B	Brecha	Conchas fragmentadas, subangulosas a angulosas (~20%), fortemente recristalizadas como massas cristalinas angulosas (~35%); textura brechada; matriz micrítica de coloração escura (~35%); subordinadamente intraclastos arredondados de composição não identificada (microcristalino/micritizado); porosidade móldica e vugular.	Brecha de colapso resultante de processos de carstificação de coquinas formadas a partir de concheiros sob diagênese em ambiente vadoso (zona de dissolução), no qual predominam processos de dissolução e formação de vugues (Longman, 1980; Lopes, 1995; Muniz, 2013; Bizotto, 2014). Paleoambiente lacustre 'emergente soerguido' (adaptado de Muniz, 2013 e Muniz & Bosence, 2018), sob forte efeito de expansões e contrações do antigo lago (variações do nível do lago em suas bordas). Eventualmente ocorrem no paleoambiente 'subaquoso raso', sujeito à exposição subaérea.

Com base na análise e interpretação das microfácies e no modelo de fácies de Muniz (2013) e Muniz & Bosence (2018), essas foram agrupadas em quatro associações de fácies (Tabela 3), que refletem cenários particulares do paleoambiente: (1) Emergente Soerguido – EMS; (2) Subaquoso Raso – SR; (3) Subaquoso Intermediário – SI e (4) Subaquoso Profundo – SP.

Associação de fácies EMS (emergente soerguido). – Compõe-se pelas microfácies Cg e B (Tabelas 1, 2 e 3), que apresentam ocorrência restrita e baixa representatividade (3,6% das amostras); correspondem, respectivamente, às litofácies CREb e CRUbf.

A associação de fácies EMS é interpretada como um paleoambiente lacustre marginal, em bordas de blocos tectonicamente soerguidos (altos estruturais) no interior do antigo lago, distantes da área fonte siliciclástica, o qual, ocasionalmente, pode ser inundado. Nesses blocos, depósitos de coquina já se encontrariam consolidados e, quando soerguidos, são erodidos. Soerguimento e erosão são indicados pela abundância de intraclastos de coquina na fácies Cg (Figuras 5B, 5C e 5D), os quais são transportados e depositados por fluxos gravitacionais ou trativos episódicos em cenários internos do lago, bastante reelaborados.

Altos estruturais no interior do paleolago são criados por falhas ativas que soerguem cenários subaquosos rasos e intermediários, os quais evoluem para o cenário da presente associação de fácies emergente soerguida (EMS). Aqueles cenários, pregressos, constituíram-se por depósitos bioclásticos muito reelaborados, com significativa contribuição de ooides, oncooides e grãos envelopados, grãos que tipicamente compõem os intraclastos de coquina.

Feições de soerguimento e emersão, neste cenário, foram reconhecidos na brecha de colapso (Figuras 5E, 5F, 5G e 5H), que apresentam porosidades vugulares e até micro-cavernas (Figuras 5F e 5G). Tais feições, reconhecidas como de carstificação, decorrem de flutuações do nível do paleolago em função de variações climáticas, segundo Barnett et al. (2020) ou, como aqui sugerido, também devido à tectônica. O processo de carstificação ocasiona dissolução em um ambiente diagenético vadoso em zonas expostas (Bizotto, 2014; Longman, 1980; Lopes, 1995; Muniz, 2013). Muniz (2013) identificou brechas de colapso em *rudstones* de biválvios do Grupo Lagoa Feia na Bacia de Campos; segundo esse autor, as brechas formam-se como resultado de dissolução *in loco* dos depósitos, em conjunto com processos pedogenéticos (exposição subaérea), refletindo importante marcadores estratigráficos em ciclos de raseamento.

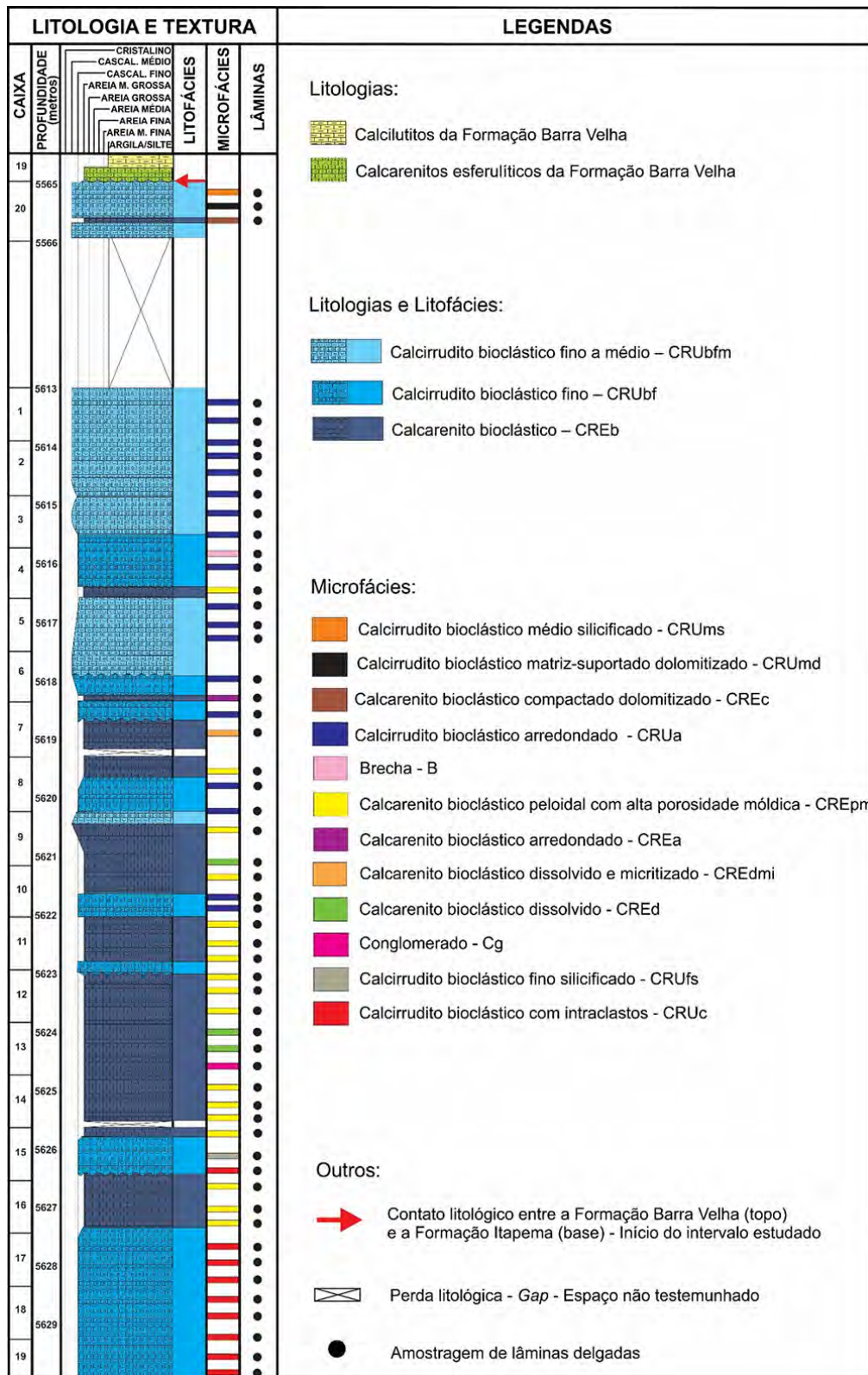


Figura 4 Perfil estratigráfico da Formação Itapema nos testemunhos n.1 (caixas 19 e 20, 5.564,9–5.565,8 m) e n.2 (caixas 1–19, 5.613,0–5.629,9 m) do poço 2-ANP-2A-RJS (Campo de Mero) descrito em termos litológicos, texturais, litofácies e microfácies (q.v. Tabelas 1 e 2).

Tabela 3 Associações de fácies (microfácies) interpretadas para as coquinas da Formação Itapema no Campo de Mero, depositadas em um paleoambiente lacustre.

ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	CENÁRIO	MICROFÁCIES	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO
EMS (Figura 5)	Emergente soerguido	Cg, B	Conglomerados compostos tipicamente por intraclastos de coquinas; feições de exposição subaérea, tais como carste e brechas de colapso.	Cenário de exposição subaérea, ocasionalmente inundado devido a variações sazonais do nível do lago (Muniz, 2013). Depósitos de coquinas consolidados que são reelaborados e ressedimentados dentro da bacia por fluxos gravitacionais ou trativos. Borda tectonicamente soerguida no interior do paleoambiente lacustre (paleoalto no interior da bacia), sem área fonte siliciclástica.
SR (Figura 6)	Subaquoso raso	CREc, CREd, CREdmi e B	Calcarenitos bioclásticos afetados por dissolução, micritização e dolomitização. Contém feições de exposição subaérea possivelmente relacionadas à carstificação (brechas); conchas de bivalvíos muito reelaboradas; intraclastos de coquina, micrita e de textura argilosa.	Cenário costeiro proximal, em parte subaéreo ou subaquoso raso, envolvendo praias e lagunas do paleoambiente lacustre, com variações de exposição/subexposição sazonais (Muniz, 2013). Processos de dolomitização podem estar associados à circulação de água meteórica, por efeito de emersão/submersão (Bustillo et al. 2002; Bustillo et al. 2017; Oliveira et al. 2019). A micritização é um fenômeno decorrente da exposição prolongada dos sedimentos (Bizotto, 2014; Palmer et al. 2008).
SI (Figura 7)	Subaquoso intermediário	CREpm, CREa, CRUa, CRUc e CRUfs	Calcarenitos e calcirruditos bioclásticos bimodais (mal selecionados), sem matriz. Compõe-se por conchas de bivalvíos e, subordinadamente, por ooides, oncoïdes, peloides e intraclastos de coquina, micrita e oolito; conchas desarticuladas, com variado grau de reelaboração.	Cenário costeiro distal, subaquoso raso, acima do nível de base da ação de ondas de tempo bom, envolvendo depósitos distais de praia, barras (bancos) de conchas e tempestitos proximais no paleoambiente lacustre. Fluxos gravitacionais, vindos desde o cenário EMS, contribuem com camadas episódicas. Representa o cenário de mais alta energia do paleoambiente.
SP (Figura 8)	Subaquoso profundo	CRUms e CRUmd	Calcirruditos bioclásticos, bimodais (mal selecionados), com matriz (suportados por grão ou matriz micrítica). Compõe-se por conchas de bivalvíos e, subordinadamente, intraclastos de coquina e raros ostracodes; conchas quase articuladas, frequentemente pouco reelaboradas (parcialmente inteiras a inteiras).	Cenário costa-afora, subaquoso profundo, envolvendo tempestitos distais transportados por fluxos detríticos e trativos, acumulados em ambiente de moderada a baixa energia. Dentro deste cenário ainda é possível reconhecer dois contextos: acima do nível de ondas de tempestade, onde não se observa preservação de matriz micrítica, e abaixo desse nível, onde a matriz, transportada por fluxos detríticos, está presente.

O cenário emergente soerguido desta associação de fácies é equivalente ao subambiente ‘emergente’ do modelo de fácies de Muniz (2013) e Muniz & Bosence (2018), que inclui, além de brechas e feições de carste, fraturas de encolhimento como típicas desse subambiente.

Associação de fácies SR (subaquoso raso). – Compõe-se pelas microfácies CREc, CREd, CREdmi, que ocorrem com baixa frequência (respectivamente 1,8%, 5,5% e 1,8% das amostras) e, eventualmente, pela microfácies B (Tabelas 1, 2 e 3). Com a exceção da microfácies B, as demais correspondem à litofácies CREb.

Os depósitos desta associação de fácies são formados por calcarenitos compostos por conchas de bivalvíos reelaboradas pela ação de ondas e correntes (fragmentação e abrasão das conchas). São interpretados como um cenário muito raso do paleoambiente lacustre sujeito à exposição subaérea decorrente de variações sazonais ou periódicas da lâmina d’água do antigo lago (Muniz, 2013), associadas ao clima e/ou tectônica.

O cenário consiste em depósitos de praia expostos (‘face de praia’), marginais do lago, os quais episodicamente ou periodicamente são reelaborados por eventos muitas

vezes catastróficos como as tempestades. Essas praias podem migrar, projetando-se lago adentro e destacando-se da margem, formando esporões costeiros parte emersos e parte subaquoso, os quais constituem a interface entre os cenários emergente soerguido (EMS) e subaquoso intermediário (descrito a seguir).

Os calcarenitos da associação de fácies SR (Figura 6) apresentam um elevado grau de dissolução (nas microfácies CREd e CREdmi), dolomitização e micritização, que são os principais processos diagenéticos que ocorrem em rochas carbonáticas (Flügel, 2010). A micritização, observada em CREdmi, é um fenômeno decorrente da exposição prolongada dos bioclastos na interface água-sedimento em ambiente raso, caracterizando uma diagênese precoce (Bizotto, 2014; Palmer et al. 2008). O processo de dolomitização, observado na microfácies CREc, pode estar associado à circulação de água meteórica, em contexto de soerguimento/emersão (Bustillo et al. 2002; Bustillo et al. 2017; Oliveira et al. 2019). No contexto de exposição subaérea deste cenário, brechas de colapso (B) também podem estar associadas.

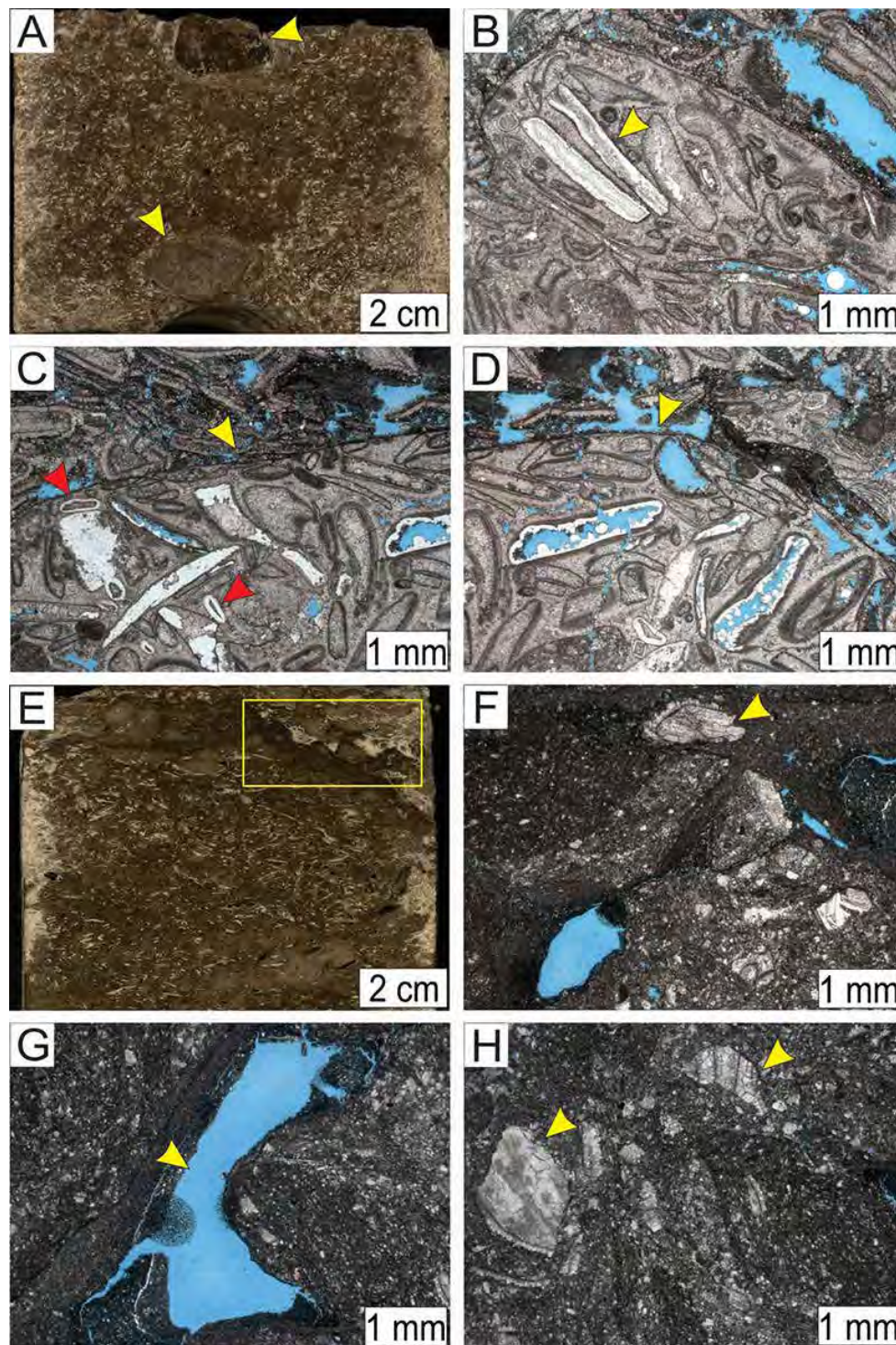


Figura 5 Aspectos petrográficos da associação de fácies EMS. A. Aspecto macroscópico da litofácies CREb (prof. 5624,45 m) apresentando intraclastos de coquina (setas amarelas); B., C. e D. fotomicrografias da microfácies Cg (prof. 5624,55 m), onde se observa intraclasto de coquina contendo bioclastos silicificados (seta amarela em B) e o contorno de um mesmo intraclasto de coquina (setas amarelas em C e D) composto por bioclastos fragmentados, porosidades móldicas e oncoides (setas vermelhas em C); E. litofácies CRUbf (prof. 5616,15 m) apresentando feição de brechamento (retângulo amarelo); F., G. e H. fotomicrografias da microfácies B (prof. 5615,85) onde são observados clastos angulosos em meio a matriz micrítica de coloração escura (em F e H) e porosidade vugular (em G). (B–D e F–H, nicois paralelos).

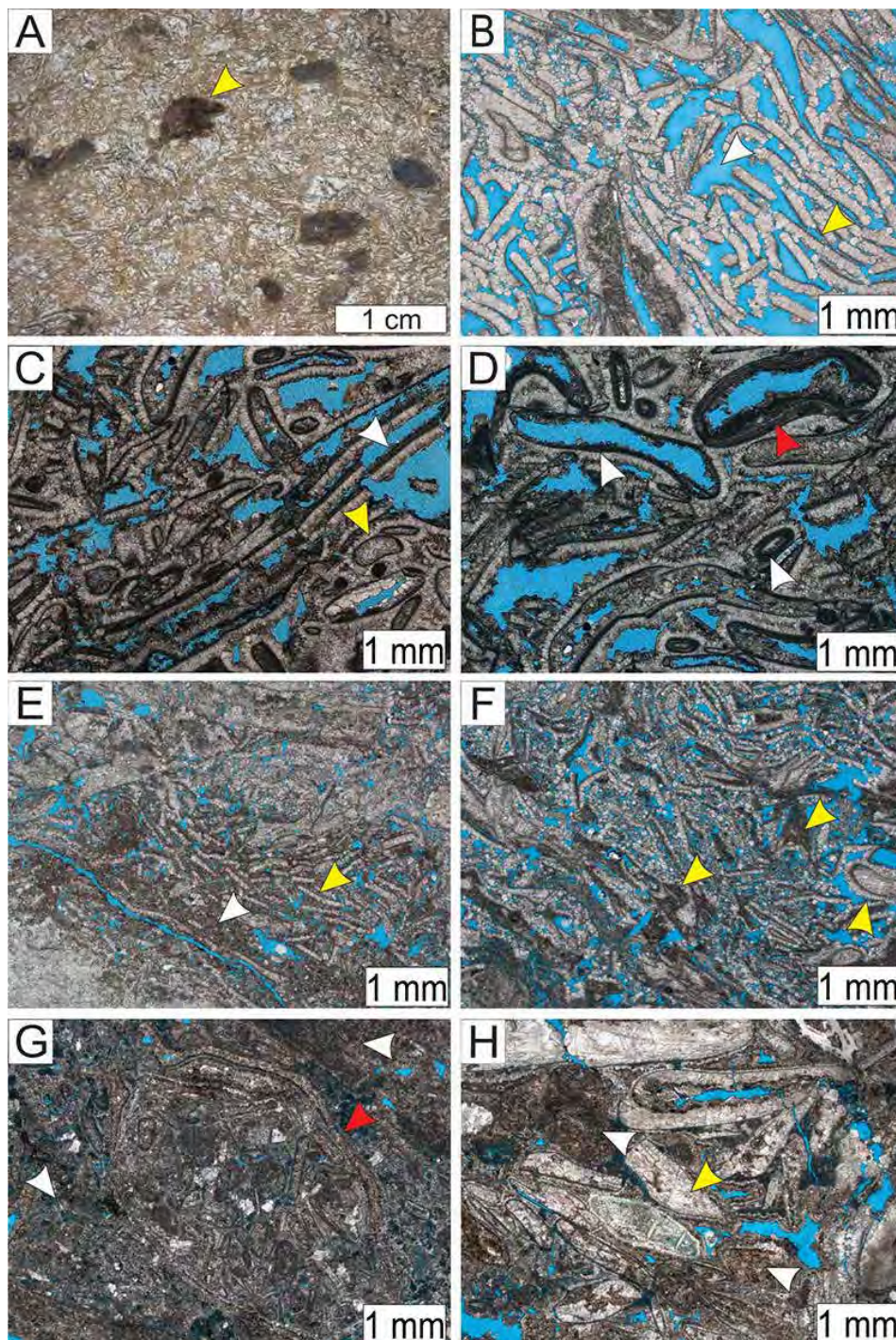


Figura 6 Associação de fácies SR. A. Aspecto macroscópico da litofácies CREb (prof. 5621,05m) contendo alguns intraclastos de coquina (seta amarela); B. bioclastos reliquiais (dissolvidos) indicados por franjas calcíticas (seta amarela) e micro-vugues (seta branca) observados na microfácies CREd (prof. 5621,05m); C. e D. bioclastos dissolvidos e micritizados (setas brancas), bioclasto reelaborado (seta amarela) e grão envolado micritizado (seta vermelha) encontrados na microfácies CREd (prof. 5624,30m); E. e F. dissolução e micritização dos bioclastos que compõem a microfácies CREdmi (prof. 5618,8m), indicados pelas setas amarelas, e matriz micrítica oriunda do processo de micritização (seta branca); G. e H. microfácies CREc (prof. 5565,75m) apresentando acentuado processo de dolomitização de seus grãos (setas brancas), intraclasto de coquina dolomitizado (seta vermelha) e bioclastos fragmentados com suas bordas ou interior cimentados por dolomita (seta amarela). (B–H, nicóis paralelos).

Associação de fácies SI (subaquoso intermediário).

– Compõe-se pelas seguintes microfácies (Tabelas 1, 2 e 3): CRUa, associada às litofácies CRUbf e CRUbfm, e CREpm, associada à litofácies CREb, as quais são as mais representativas (respectivamente 32,7% e 31%); CRUc, associada à litofácies CRUbf (16,4% das amostras); CRUfs, associada à litofácies CRUbf (1,8% das amostras); e CREa, associada à litofácies CREb (1,8% das amostras).

Esta associação de fácies é desprovida de material siliciclástico. As conchas podem apresentar diferentes níveis de reelaboração (fragmentação e abração) e estão sob a influência constante da ação de ondas e de correntes. São depósitos compostos por calcarenitos bioclásticos constituídos por conchas de bivalvíos muito reelaboradas, com uma contribuição de ooides, oncoides e peloides (CREpm) (Figura 7C); calcarenitos essencialmente compostos por conchas bem selecionadas e arredondadas (CREa) (Figura 7E); calcirruditos bioclásticos constituídos por conchas fragmentadas a inteiras (CRUa) (Figuras 7F, 7G e 7H), menos reelaboradas; e calcirruditos bioclásticos mal selecionados compostos por conchas muito fragmentadas a inteiras, diferentes intraclastos (coquina, microcristalinos/micritizados e oolíticos), ooides e oncoides (CRUc) (Figura 7B), transportados por fluxos gravitacionais subaquosos.

O cenário consiste em depósitos subaquosos de praias e de complexos de barras e bancos de conchas, contíguos, situados acima do nível de base de ondas de tempo bom (NBOTB). Este cenário concorda com as regiões de *foreshore* e *shoreface* do zoneamento hidrodinâmico proposto por Mizuno et al. (2018). As praias também podem desenvolver-se sobre os bancos e barras de conchas, quando expostos, deslocando o cenário marginal do antigo lago adentro; neste caso, podem isolar praias da associação de fácies SR na retaguarda.

Associação de fácies SP (subaquoso profundo).

– Composta pelas microfácies CRUms e CRUmd, que representam 3,6% das amostras, as quais estão associadas à litofácies CRUbfm (Tabelas 1, 2 e 3).

O cenário lacustre da associação de fácies SP encontra-se abaixo do nível de base de ondas de tempo bom (NBOTB) e pode ser subdividido em subaquoso profundo proximal, acima do nível de base de ondas de tempestade (NBOT) e distal, abaixo do NBOT.

O cenário subaquoso profundo proximal é definido como ‘subaquoso profundo acima do NBOT’ por Muniz (2013) e Muniz & Bosence (2018) e como ‘*offshore transition*’ por Mizuno et al. (2018). A associação de fácies presente é representada por depósitos de conchas

parautóctones e alóctones. Os depósitos são calcirruditos suportados por grão, mal selecionados, por vezes bimodais, contendo conchas de bivalvíos desde pouco reelaboradas (pequena abrasão e pouca fragmentação), até muito fragmentadas e arredondadas (Figuras 8C, 8D e 8E). O transporte dá-se por fluxos turbulentos episódicos (fluxos gravitacionais), onde os sedimentos são transportados em suspensão devido à ação de ondas de tempestades e posteriormente decantados como tempestitos distais (CRUms). Apesar de não observada, a micrita poderia estar presente em camadas espessas depositadas em alta taxa de acumulação, onde a reelaboração do fundo por eventos de alta energia (tempestades) não joeiraria completamente a matriz.

O cenário subaquoso distal é definido como ‘subaquoso profundo abaixo do NBOT’ por Muniz (2013) e Muniz & Bosence (2018) e como ‘*offshore*’ por Mizuno et al. (2018). A associação de fácies é representada por depósitos de calcirruditos suportados por matriz compostos por conchas alóctones, algumas muito bem preservadas (inteiras), nas quais se pode observar até a região umbonal (Figuras 8G e 8H), evidenciando valvas quase articuladas (CRUmd). O transporte dá-se por fluxos detríticos episódicos (fluxos gravitacionais), onde os sedimentos acumulam-se na ausência de reelaboração por ondas de tempestade, o que permite a preservação da matriz micrítica e a integridade das conchas dos bivalvíos.

Ainda nesse cenário, como observado na Bacia de Campos, seria possível admitir a presença de sedimentos pelágicos nessa associação de fácies (cf. Mizuno et al. 2018; Muniz, 2013), contendo ostracodes e fragmentos de bivalvíos transportados por fluxos distais (cf. Mizuno et al. 2018). Muniz (2013) ainda identifica nessa bacia margas e folhelhos ricos em matéria orgânica. Na Bacia de Sergipe-Alagoas, Tavares (2014) e Teixeira (2012) identificam folhelhos verdes e pretos como fácies tipicamente associadas a esse cenário distal. Neste trabalho, não foram identificadas fácies lacustres de composição inteiramente pelágica.

4.4 Interpretação Paleoambiental

Os cenários do paleoambiente deposicional das microfácies aqui interpretadas (Tabela 2), assim como das associações de fácies (Tabela 3), estão ilustrados em uma seção geológica (modelo de fácies 2D) em que as microfácies são mostradas em um eixo deposicional desde a margem (cenário proximal) até a parte distal do antigo lago (Figura 9), conforme Muniz (2013).

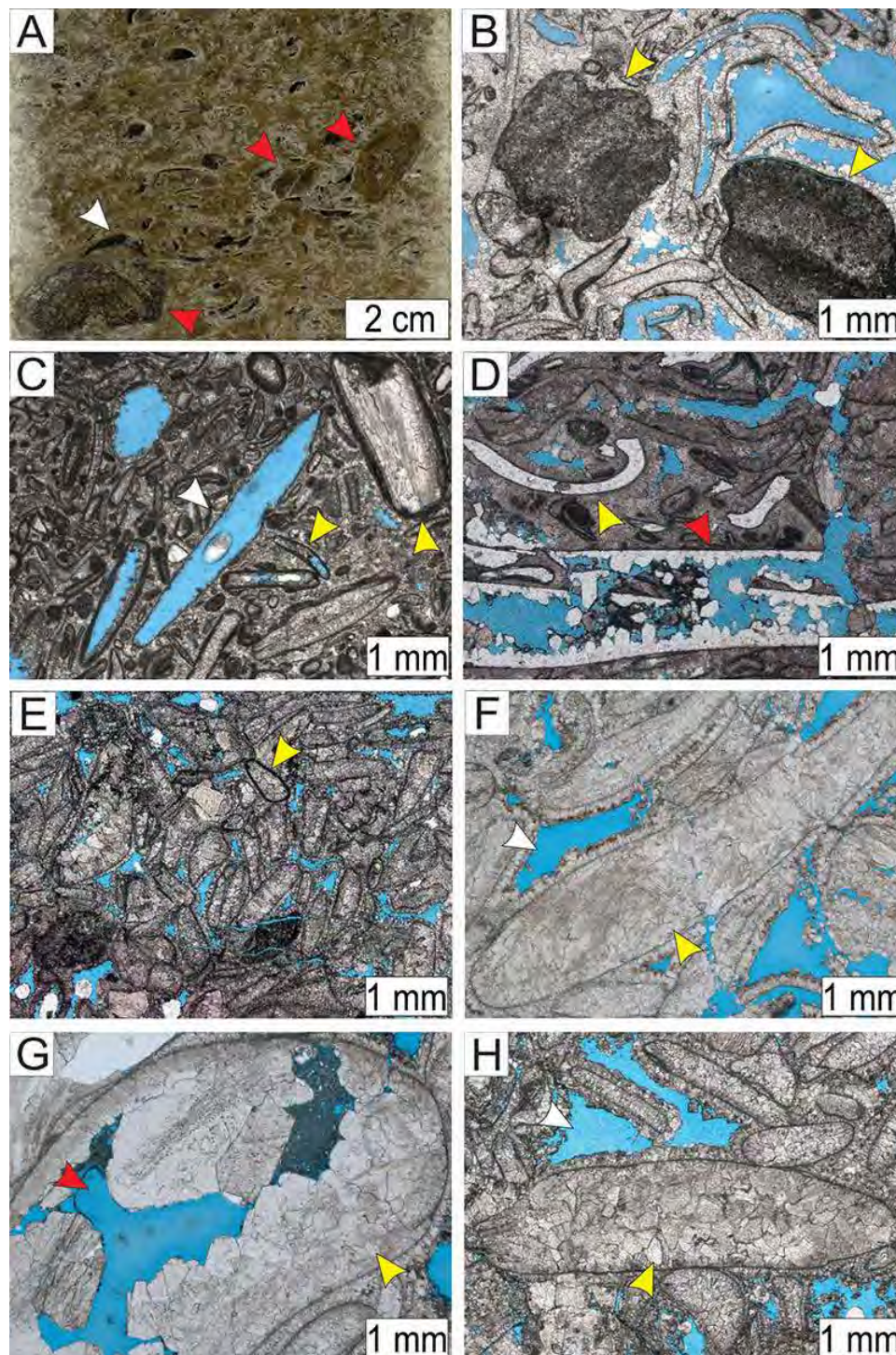


Figura 7 Associação de fácies SI. A. Aspecto macroscópico da litofácies CRUbf (prof. 5627,05m) contendo intraclastos de coquina (setas vermelhas) e porosidades móldicas (seta branca); B. intraclastos micríticos encontrados na microfácies CRUc (prof. 5628,35m); C. bioclastos de diferentes granulometrias (setas amarelas) e porosidade móldica (setas brancas), encontrados na microfácies CREpm (prof. 5623,35m); D. bioclastos preenchidos totalmente (seta amarela) e parcialmente (seta vermelha) por sílica na microfácies CRUfs (prof. 5626,15m); E. bioclastos muito fragmentados e arredondados presentes na microfácies CREa (prof. 5618,20m); F., G. e H. microfácies CRUa (prof. 5617,0 m, F; 5614,15 m, G; 5613,35 m, H). apresentando conchas de bivalvíos pouco fragmentadas, quase inteiras (setas amarelas), porosidades interpartícula (setas brancas) e móldica residual (seta vermelha). (B–H, nicóis paralelos).

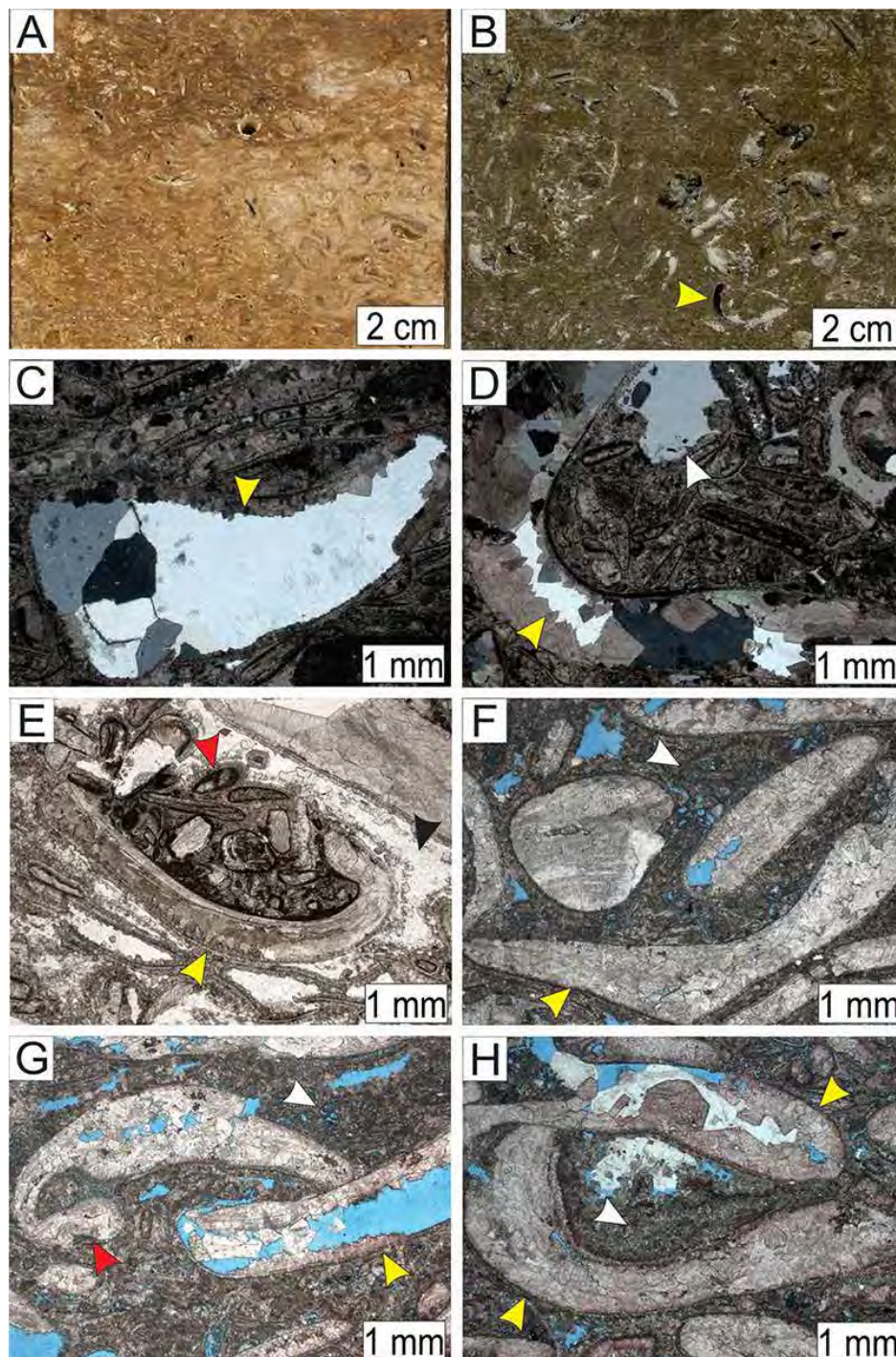


Figura 8 Associação de fácies SP. A. e B. Aspecto macroscópico da litofácies CRUbfm (prof. 5565,05m, A; 5565,65m, B) contendo bioclastos de bivalvíos pouco reelaborados, onde a seta amarela indica molde de concha inteira com concavidade para cima; C., D. e E. microfácies CRUms (prof. 5565,20m) apresentando em C. concha totalmente cimentada por megacristais de quartzo, em D. cimento de quartzo no interior de bioclasto (seta amarela) e fora dele (seta branca), e em E. cimento de quartzo nos espaços entre os grãos do arcabouço (seta preta) e concha inteira com concavidade para cima (seta amarela) sustentando conchas muito fragmentadas (seta vermelha); e F., G. e H. microfácies CRUmd (prof. 5565,65m) apresentando conchas inteiras (setas amarelas) imersas em uma matriz micrítica substituída por dolomita (setas brancas), onde se pode observar o umbo bem preservado de uma concha em G., como indica a seta vermelha. (C e D, nicois cruzados; E–H, nicois paralelos).

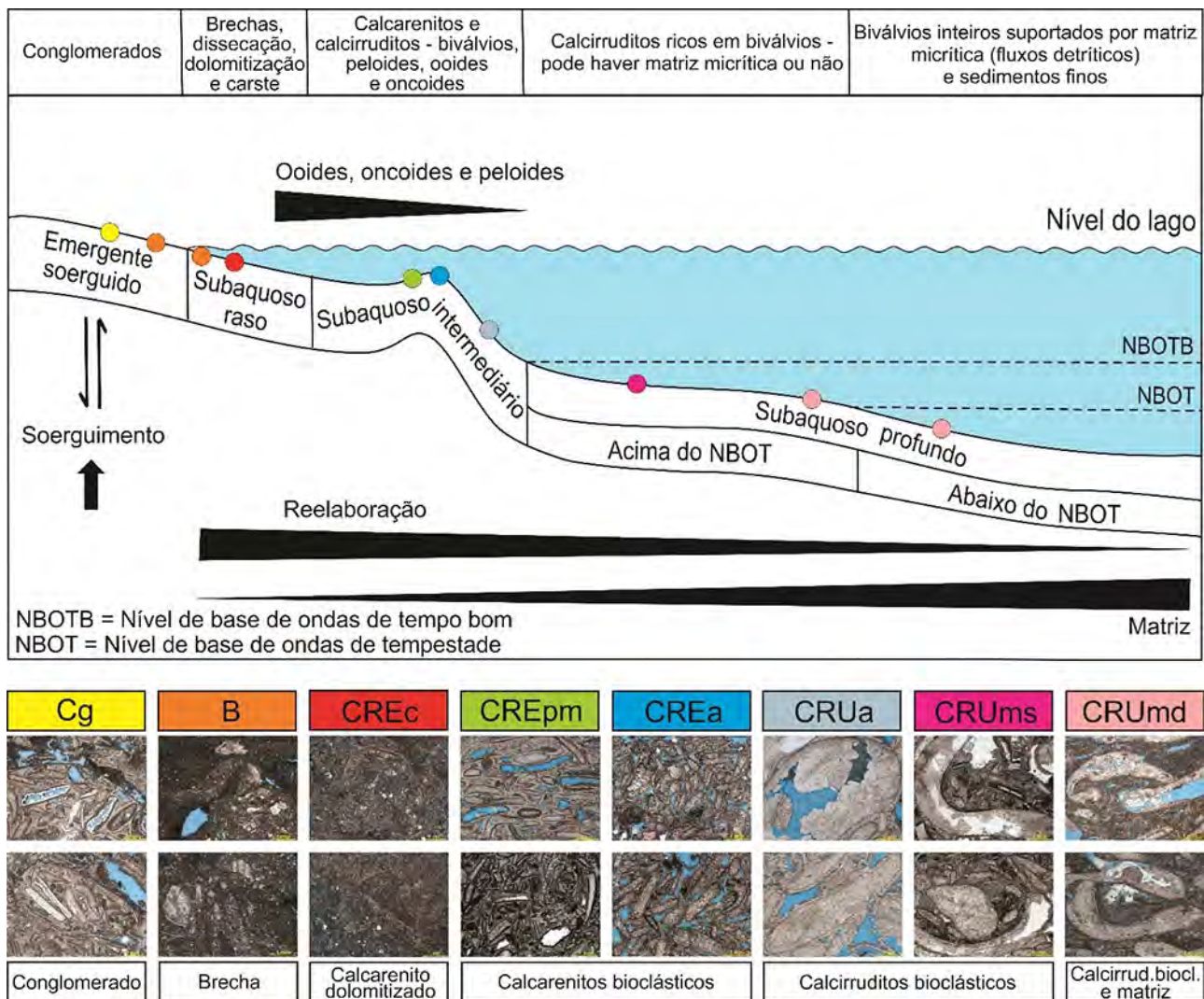


Figura 9 Seção geológica (2D) esquemática da distribuição das microfácies de coquinas da Formação Itapema em testemunhos do poço 2-ANP-2A-RJS (Campo de Mero), em um eixo deposicional proximal-distal do paleoambiente lacustre (modificado de Muniz, 2013 e Muniz & Bosence, 2018). Neste modelo de fácies abordam-se apenas processos de transferência de litoclastos e bioclastos da costa para bacia (lago) adentro e introduz-se a ação tectônica como mecanismo de soerguimento e exposição subaérea de concheiros. O modelo não é orientado espacialmente e obedece às relações de fácies observadas em sucessão nos testemunhos, baseado na Lei de Correlação de Fácies de J. Walther.

A distribuição das microfácies obedece a processos autocíclicos do paleolago. Nesse modelo, estático, estabelecido para a Bacia de Campos (Formação Coqueiros), não se observam controles alocíclicos na distribuição tanto lateral quanto vertical (estratigráfica) das associações fácies, tais como variações do nível do lago (climáticas) e tectônicas (subsidência e soerguimento de altos internos ao lago). A reconstrução paleoambiental fundamenta-se na Lei de Correlação de Fácies (Lei de Walther), através da análise e interpretação faciológicas dos testemunhos estudados.

Tanto Muniz (2013) quanto Muniz & Bosence (2018) não identificam grãos que sugiram reelaboração interna dos depósitos na Formação Coqueiros; contudo, a presença característica de intraclastos de coquina ao longo de todo o testemunho da Formação Itapema no Campo de Mero (microfácies Cg e CRUc) sugere essa reelaboração. Barnett et al. (2020) também identificaram e ilustraram 'intraclastos' no testemunho estudado, sem, contudo, descrevê-los, porém indicando sua presença preenchendo fraturas abertas por carstificação, associados

à discordância Pré-alagoas (topo da Formação Itapema). A natureza dos intraclastos, que se apresentam distintamente silicificados ou com cimentação diversa daquela da rocha hospedeira, indica tratarem-se de litoclastos produzidos pelo soerguimento de blocos no interior da bacia, corroborando a presença de discordâncias (cf. Barnett et al. 2020). Tais blocos soerguidos (altos estruturais) são áreas-fonte para a reelaboração das coquinas previamente depositadas, soterradas e litificadas. Os intraclastos podem ser, assim, também considerados extraclastos (litoclastos), que são incorporados dentro de compartimentos do paleoambiente lacustre e redistribuídos por processos autocíclicos nele atuantes, diferente do cenário da Bacia de Campos reportado por Muniz (2013) e da associação de uma única discordância no topo da Formação Itapema, como sugerido por Barnett et al. (2020).

No presente caso da Bacia de Santos, uma seção geológica (2D) permite apenas apresentar as associações de fácies em um eixo deposicional (trato proximal–distal) em função dos processos de transporte desde águas rasas para águas mais fundas. Desta forma, a seção geológica discutida (Figura 9) não permite uma visualização da complexidade dos cenários possíveis, em termos paleofisiográficos, do paleoambiente lacustre. Portanto, buscou-se elaborar um bloco-diagrama (modelo 3D) que contemple a possibilidade de apresentar as associações de fácies ao longo de diferentes eixos deposicionais (Figura 10), porém sem orientação espacial (não paleogeográfico).

O modelo 3D proposto (Figura 10) exhibe a influência tectônica no paleoambiente lacustre, promovendo o soerguimento de coquinas em altos estruturais no interior do antigo lago e sua exposição, como área-fonte, no cenário denominado de “emergente soerguido” (Figuras 9 e 10). O soerguimento tectônico é representado por falhas normais de pequeno rejeito e alto ângulo (Figura 10), formando blocos falhados. Posteriormente, os altos estruturais são erodidos e clastos de coquina são incorporados ao paleoambiente (associações de fácies SR, SI e SP), onde são reelaborados concomitantemente com outros grãos, incluindo-se novas conchas, nos baixos estruturais (Figura 10). Desta forma, distintamente do que propõem Barnett et al. (2020), discordâncias de origem tectônica, limitantes de tectonossequências, já estariam presentes no intervalo superior da Formação Itapema e não apenas ocorriam no seu topo, limitando-a da Formação Barra Velha, sobrejacente, através da discordância Pré-alagoas.

Leques aluviais, incluídos no modelo, são supridos de clastos pela reelaboração das coquinas expostas nas áreas elevadas (associação de fácies EMS), o qual os transfere para as regiões subaquosas do lago (associações de fácies SR, SI e SP) através de fluxos gravitacionais (Figura 10).

Praias, formadas junto aos leques aluviais e às encostas dos altos (associação de fácies SR) e nas laterais de esporões (associação de fácies SI), desenvolvem-se nos baixos estruturais.

Os ooides, oncoides e grãos envelopados, associados aos grãos bioclásticos, indicam áreas protegidas (“lagunas”) por complexos de bancos e barras (esporões) constituídos por acumulações de conchas que se formam no ambiente subaquoso intermediário (Figuras 9 e 10), conforme o modelo de plataforma proposto nos trabalhos de Muniz (2013) e Muniz & Bosence (2018).

Complexos de bancos e barras bioclásticas (associação de fácies SI) são descritos com formato estreito e alongado, formando corpos isolados e praias carbonáticas, tal como descrito na Bacia de Campos por Carvalho et al. (2000). Neste cenário, os depósitos podem receber influência de fluxos gravitacionais a partir do cenário emergente soerguido (associação de fácies EMS), promovendo a contribuição de diferentes constituintes intraclásticos, principalmente intraclastos de coquina (Figura 10).

É importante ressaltar que em estudos realizados sobre coquinas na Bacia de Campos (cf. Bizotto, 2014; Muniz, 2013; Muniz & Bosence, 2018; Oliveira et al. 2019) e mesmo outros estudos na Bacia de Santos (cf. Leite et al. 2020), foram identificados componentes terrígenos siliciclásticos associados ao conteúdo bioclástico, tais como fragmentos de rocha vulcânica, grãos de quartzo, feldspato e micas. Distintamente, nas coquinas descritas nos testemunhos deste trabalho, não se observam quaisquer desses grãos siliciclásticos; o que justifica a ausência de rochas fonte dessa natureza, como indica o bloco diagrama da Figura 10. Barnett et al. (2020), apesar de mencionarem a existência de depósitos siliciclásticos em fácies de folhelhos e siltitos na Formação Itapema, também não apontam qualquer conteúdo siliciclástico (matriz) para as fácies de coquinas no testemunho estudado (Campo de Mero, Bacia de Santos).

5 Conclusões

A acumulação dos concheiros que constituem as coquinas da Formação Itapema no entorno do poço 2-ANP-2A-RJS, Campo de Mero, está relacionada a processos deposicionais de moderada a alta energia, trativos (ondas e de correntes) ou gravitacionais, que resultam em fácies predominantemente desprovidas de micrita, depositadas em um paleoambiente lacustre em baixos estruturais criados durante a Fase Rife da bacia. Os processos deposicionais e o modelo paleoambiental lacustre estão de acordo, em seu aspecto mais geral, com

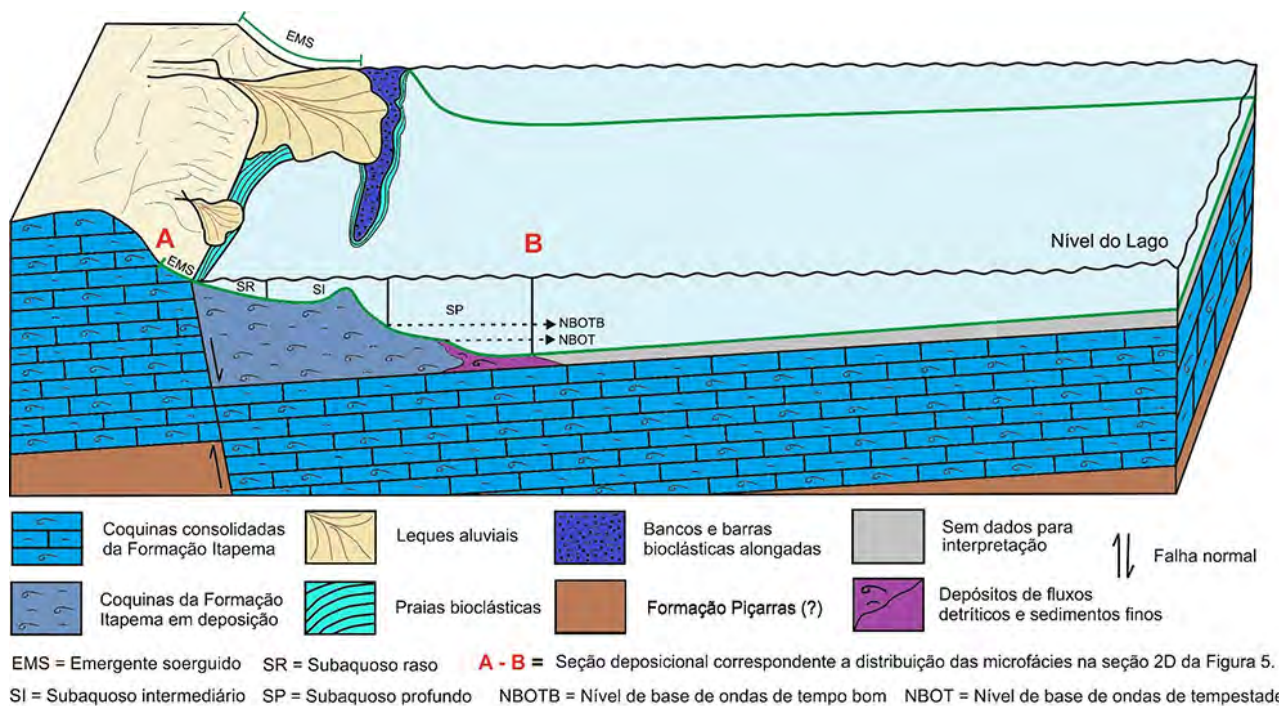


Figura 10 Bloco-diagrama representando o modelo 3D do paleoambiente proposto para a deposição das coquinas da Formação Itapema descritas nos testemunhos estudados. A falha indicada é de pequeno rejeito e ângulo alto (o bloco diagrama não se encontra em escala). O alto estrutural, indicado em parte à esquerda, é intrabacia e constitui a área-fonte de litoclastos (particularmente de coquinas) que aportam nos baixos estruturais a partir de leques terminais costeiros. Os litoclastos e bioclastos são reelaborados e redistribuídos por correntes litorâneas (deriva litorânea) formando praias, bancos e barras, sob ação de ondas, e regiões protegidas ('lagunas'). Correntes e fluxos gravitacionais associados a ondas de tempestade transportam e acumulam os litoclastos e bioclastos 'bacia' adentro, nos baixos deposicionais. O modelo é conceitual, não paleogeográfico (não está orientado) e não contempla depósitos de águas profundas, além da seção A-B (q.v. Figura 9), os quais não se registram nos testemunhos.

outros modelos estabelecidos para as coquinas correlatas na Bacia de Campos (Formação Coqueiros) e até mesmo na Bacia de Sergipe-Alagoas (Formação Morro do Chaves). Todavia, distintamente desses modelos, os abundantes intraclastos presentes, particularmente os de coquinas, que ocorrem ao longo de todo o intervalo testemunhado e a ausência de grãos siliciclásticos (extrabaciais) suportam a interpretação da ação tectônica durante a sedimentação da parte superior Formação Itapema no Campo de Mero através do soerguimento de altos estruturais internos no paleoambiente lacustre interpretado. Desta forma, outras superfícies discordantes de natureza tectônica abaixo da DPA (Discordância Pré-alagoas) são preconizadas, às quais processos de carstificação podem estar associados sem relação com variações climáticas do nível do paleolago.

6 Agradecimentos

Os autores agradecem ao apoio do projeto de P&D registrado como ANP 20225-9 [PRESAL – Caracterização

geológica de reservatórios carbonáticos do intervalo Pré-sal da bacia de Santos, correlatos (bacia de Sergipe-Alagoas) e análogos, financiado pela Shell Brasil Ltda., como parte do "Compromisso com Investimentos em Pesquisa e Desenvolvimento" da ANP – Agência Nacional Brasileira de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis.

7 Referências

- Abrahão, D. & Warme, J.E. 1990, 'Lacustrine and associated deposits in a rifted continental margin: Lower Cretaceous Lagoa Feia Formation, Campos Basin, Offshore Brazil' in B.J. Katz (ed), *Lacustrine basin exploration: case studies and modern analogs*, AAPG Memoir, Tulsa, no. 50, pp. 287-305.
- Akbar, M., Steckhan, J., Tamimi, M., Zhang, T. & Saner, S., 2008, 'Estimating Cementation Factor (m) for carbonates using borhole images and logs', *SPE Abu Dhabi International Petroleum Exhibition and Conference*, Abu Dhabi, p. 10.
- Barnett, A.J., Fu, L., Rapasi, T., Scotellaro, C., Guha, J., Cabolova, A. & Domingues, A.L. 2020, 'Seismic characterization and origin of clinoforms in lacustrine depositional environments:

- a case study from the Cretaceous of the South Atlantic' in J. Hendry, P. Burgess, D. Hunt, X. Janson & V. Zampetti (eds), *Seismic Characterization of Carbonate Platforms and Reservoirs*, The Geological Society, Special Publication, London, no. 509, <http://dx.doi.org/10.1144/SP509-2019-148>
- Bathurst, R.G.C. 1966, 'Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan bioesparites', *Geological Journal*, vol. 5, no. 1, pp.15-32.
- Baumgarten, C.S. 1985, 'Evolução estrutural de Pampo, Badejo, e Linguado durante a deposição da Formação Lagoa Feia', *Boletim Técnico da Petrobras*, vol. 28, no. 2, pp.91-101.
- Bertani, R.T. & Carozzi, A.V., 1985, 'Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous), Campos Basin, Offshore Brazil: rift valley stage lacustrine carbonate reservoirs – II', *Journal of Petroleum Geology*, vol. 8, no. 2, pp. 199-220.
- Bizzoto, A.C. 2014, 'Coquinas eoaptianas do sudoeste da Bacia de Campos: fácies deposicionais, eventos diagenéticos e fatores controladores da qualidade do reservatório', Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- Bruhn, C.H.L., Gomes, J.A.T., Lucchese Jr., C.D. & Johann, P.R.S., 2003, 'Campos Basin: reservoir characterization and management – historical overview and future challenges', *Offshore Technology Conference*, Houston, (OTC-15220-MS.)
- Bustillo, M.A., Arribas, M.E. & Bustillo, M., 2002, 'Dolomitization and silicification in low energy lacustrine carbonates, Paleogene, Madrid Basin, Spain', *Sedimentary Geology*, vol. 151, no. 1-2, pp. 107-26.
- Bustillo, M.A., Armenteros, I. & Huerta, P., 2017. 'Dolomitization, gypsum calcitization and silicification in carbonate–evaporite shallow lacustrine deposits', *Sedimentology*, vol. 64, no. 4, pp. 1147-72.
- Cainelli, C. & Mohriak, W.U., 1998, 'Geology of the Atlantic Eastern Brazilian Basins', *AAPG International Conference and Exhibition*, Rio de Janeiro.
- Carlotto, M.A, Silva, R.C.B, Yamato, A.A., Trindade, W.L., Moreira, J.L.P., Fernandes, R.A.R., Ribeiro, O.J.S., Gouveia Jr., W.P., Carminati, J.P., Qicai, D., Junfeng, Z., Silva-Telles Jr, A.C. 2017, 'Libra: A newborn giant in the Brazilian Presalt Province' in R.K., Merrill & C.A., Sternbach (eds), *Giant fields of the decade 2000–2010*. AAPG Memoir, Tulsa, no. 113, pp.165-176.
- Carvalho, M.D., Praça, U.M., Silva Telles, A.C., Jahnert, R.J. & Dias, J.L. 2000, 'Bioclastic Carbonate Lacustrine Facies Models in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil' in E.H. Gierlowski Kordesch & K.R. Kelts (eds.), *Lake basins through space and time*, AAPG Studies in Geology, Tulsa, no. 46, pp. 245-56.
- Castro, J.C. & Azambuja Filho, N.C. 1981. *Fácies, análise estratigráfica e reservatórios da Formação Lagoa Feia, Cretáceo Inferior da Bacia de Campos*, Petrobras, Rio de Janeiro. (Relatório interno, no. CENPES-1.940.)
- Chinelatto, G.F., Belila, A.M.P., Basso, M., Souza, J.P.P. & Vidal, A.C. 2020, '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*, vol. 116, no. 104317.
- Choquette, P.W. & Pray, L.C., 1970, 'Geologic nomenclature e classification of porosity in sedimentary carbonates', *AAPG Bulletin*, vol. 54, no. 2, pp. 207-50.
- Corrêa, C.R.A., 2016, 'Controles estratigráficos e predição da paragênese diagenética dos carbonatos lacustres da Formação Coqueiros nos campos de Badejo, Trilha, Linguado e Pampo, Aptiano da Bacia de Campos (RJ)', Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Conceição, J.C.J., Zalán, P.V. & Wolff, S., 1988, 'Mecanismo, evolução e cronologia do Rift Sul-atlântico', *Boletim de Geociências da Petrobras*, vol.2, no.4, pp.255-265.
- Dal'Bó, P., Valle, B., Favoreto, J., Mendes, M., Rigueti, A.L., Borghi, L. & Porto Barros, J.P. (eds), 2020, *Coquinas da Formação Morro do Chaves: tafonomia, diagênese, porosidade e classificação*, Editora Albatroz, Rio de Janeiro.
- Dias, J.L., Oliveira, J.Q. & Vieira, J.C., 1988, 'Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, Rift phase of Campos Basin, Offshore Brazil', *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 18, no. 3, pp. 252-60.
- Dunham, R.J., 1962, 'Classification of carbonate rocks according to depositional texture' in W.E. Ham (ed), *Classification of carbonate rocks*, AAPG Memoir, Tulsa, no. 1, pp.108– 22.
- Embry, A.F. & Klovan, J.E., 1971, 'A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T', *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, vol. 19, no. 4, pp.730-81.
- Favoreto, J., Valle, B., Borghi, L., Dal'Bó, P., Mendes, M., Arena, M., Santos, J., Santos, H., Ribeiro, C. & Coelho, P., 2021, 'Depositional controls on lacustrine coquinas from an early cretaceous rift lake: Morro do Chaves Formation, Northeast Brazil', *Marine and Petroleum Geology*, vol. 124, no. 104852.
- Flügel, E., 2010, *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*, 2nd edn, Springer, Berlin.
- Folk, R.L., 1962, 'Spectral subdivision of limestones types' in W.E. Ham (ed.), *Classification of carbonate rocks*, AAPG Memoir, Tulsa, no. 1, pp. 62-85.
- Grabau, A.W., 1904, 'On The Classification of Sedimentary Rocks', *American Geologist*, vol. 33, no. 2, pp. 228-47.
- Goldberg, K., Kuchle, J., Scherer, C., Alvarenga, R., Ene, P.L., Arlementi, G., & de Ros, L.F., 2017, 'Re-sedimented deposits in the rift section of the Campos Basin', *Marine and Petroleum Geology*, vol. 80, no. 1, pp. 412-31.
- Guardado, L.R., Spadini, A.R., Brandão J.S.L & Mello, M.R., 2000, 'Petroleum system of the Campos Basin' in M.R. Mello & B.J. Katz (eds), *Petroleum systems of South Atlantic margins*, AAPG Memoir, Tulsa, no. 73, pp. 317-24.
- Horschutz, P.M.C. & Scuta, M.S., 1992, 'Fácies-perfis e mapeamento de qualidade do reservatório de coquinas da Formação Lagoa Feia do Campo de Pampo', *Boletim de Geociências da Petrobras*, vol. 6, no. 1-2, pp. 45-58.
- Kidwell, S.M, 1991, 'The stratigraphy of shell concentrations' in P.A. Allison & D.E.G Briggs (eds), *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record*, Plenum Press, New York, pp. 211-290.
- Kidwell, S.M. & Holland, S.M., 1991, 'Field Description of coarse bioclastic fabrics', *Palaos*, vol. 6, no. 3, pp. 426-34.

- Kidwell, S.M., Fürsich, F.T. & Aigner, T., 1986, 'Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations', *Palaios*, vol. 1, no. 3, pp. 228-38.
- Kinoshita, E.M., 2010, 'Modelagem sísmica-geométrica de fácies dos carbonatos lacustres da Formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas', *Boletim de Geociências da Petrobras*, vol. 18, no. 2, pp. 249-69.
- Leite, C.O.N, Silva, C.M.A & de Ros, L.F., 2020, 'Depositional and diagenetic processes in the Pre-salt rift section of a Santos Basin', *Journal of Sedimentary Research*, vol. 90, no. 6, pp. 584-608.
- Longman, M.W., 1980, 'Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments', *AAPG Bulletin*, vol. 64, no. 4, pp. 461-87.
- Lopes, J.N., 1995, 'Faciologia e gênese dos carbonatos do Grupo Bambuí na região de Arcos, Estado de Minas Gerais', Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Mio, E., Chang, H.K. & Corrêa, F.S., 2005, 'Integração de métodos geofísicos na modelagem crustal da Bacia de Santos', *Revista Brasileira de Geofísica*, vol. 23, no. 3, pp. 275-84.
- Mizuno, T.A., Mizusaki, A.M.P., Lykawka, R., 2018, 'Facies and paleoenvironments of the Coqueiros Formation (Lower Cretaceous, Campos Basin): a high frequency stratigraphic model to support pre-salt "coquinas" reservoir development in the Brazilian continental margin', *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 88, pp. 107-17.
- Moreira, J.L.P., Madeira, C.V., Gil, J.A. & Machado, M.A.P., 2007, 'Bacia de Santos', *Boletim de Geociências da Petrobras*, vol. 15, no. 2, pp. 531-49.
- Muniz, M.C., 2013, 'Tectono-stratigraphic evolution of the Barremian–Aptian Continental Rift Carbonates in Southern Campos Basin, Brazil', Tese de Doutorado, Royal Holloway University of London, Londres.
- Muniz, M.C. & Bosence, D., 2011, 'Sedimentology and stratigraphy of continental rift carbonates in the Early Cretaceous (Pre-salt) of the Campos Basin Brazil', *14th Bathurst Meeting of Carbonate Sedimentologists*, Bristol.
- Muniz, M.C. & Bosence, W.J., 2018, 'Lacustrine carbonate platforms: facies, cycles, and tectonosedimentary models for the Presalt Lagoa Feia Group (Lower Cretaceous), Campos Basin, Brazil', *AAPG Bulletin*, vol. 102, no. 12, pp. 2569-97.
- Oliveira, V.C.B, Silva, C.M.A, Borghi, L. & Carvalho, I.S., 2019, 'Lacustrine coquinas and hybrid deposits from Rift Phase: Pre-salt, Lower Cretaceous, Campos Basin, Brazil', *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 95, no. 102254.
- Palmer, R.M., Bressan, G.S. & Kietzmann, D.A., 2008, 'Diagenesis of a bioclastic oyster deposit from the Lower Cretaceous (Chachao Formation), Neuquén Basin, Mendoza Province, Argentina', *Carbonates and Evaporites*, vol. 23, no. 1, pp. 39-49.
- Pereira, M.J. & Feijó, F.J., 1994, 'Bacia de Santos', *Boletim de Geociências da Petrobras*, vol. 8, no. 1, pp. 219-34.
- Powers, M.C., 1953, 'A new roundness scale for sedimentary particles', *Journal of Sedimentary Research*, vol. 23, no. 2, pp. 117-9.
- Ramakrishnan, T.S, Ramamoorthy, R., Fordham, E., Schwartz, L., Herron M.N., Saito, N. & Rabaute, A., 2001, 'A model-based interpretation methodology for evaluating carbonate reservoirs', *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, New Orleans. (SPE-71704-MS.)
- Riguetti, A.L., Dal'Bó, P., Borghi, L. & Mendes, M., 2020, 'Bioclastic accumulation in a lake rift basin: the Early Cretaceous coquinas of the Sergipe–Alagoas Basin, Brazil', *Journal of Sedimentary Research*, vol. 90, no. 2, pp. 228-49.
- Schäffer, W., 1972, *Ecology and Paleocology of Marine Environments*, The University of Chicago Press, Chicago.
- Schaller, H., Terra, G.J.S., Cruz, C.E.S. & Spadini, A.R., 1981, *Estudo preliminar dos reservatórios da Formação Lagoa Feia, área de Badejo/Pampo, Bacia de Campos*. Petrobras, Rio de Janeiro. (Relatório interno.)
- Tavares, A.C.G., 2014, 'Fácies diagenéticas em coquinas da Formação Morro do Chaves (Barremiano–Aptiano, Bacia de Sergipe–Alagoas)', Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Teixeira, B.F., 2012, 'Coquinas da Formação Morro do Chaves (Cretáceo Inferior), seção rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas', Monografia de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Terra, G.J.S., Spadini, R.A., França, A.B., Sombra, C.L., Zambonato, E.E., Juschaks, L.C.S., Arienti, L.M., Erthal, M.M., Blauth, M., Pitella, M. F., Matsuda, N.S., Silva, N.G.C.S., Moretti Jr., P.A., D'Avila, R.S.F., Schiffer, R., Tonietto, S.N., Anjos, S.M.C., Campinho, V.S. & Winter, W.R., 2010, 'Classificação de rochas carbonáticas aplicável as bacias sedimentares brasileiras', *Boletim de Geociências da Petrobras*, vol. 18, no. 1, pp. 9-29.
- Thompson, D.L., Stilwell, J.D. & Hall, M., 2015, 'Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-salt coquinas of Brazil and West Africa', *Gondwana Research*, vol. 28, no. 1, pp. 26-51.
- Udden, J.A., 1914, 'Mechanical composition of clastic sediments', *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 25, no. 1, pp. 655–744.
- Wentworth, C.K., 1922, 'A scale of grade and class terms for clastic sediments', *The Journal of Geology*, vol. 30, no. 5, pp. 377-92.

Recebido em: 06/12/2020

Aprovado em: 29/06/2021

Como citar:

Rocha, L., Favoreto, J. & Borghi, L. 2021, 'Coquinas da Formação Itapema, Campo de Mero (Pré-sal da Bacia de Santos): Análise de Microfácies e Paleoambiente Depositional', *Anuário do Instituto de Geociências*, vol. 44:39883. https://doi.org/10.11137/1982-3908_2021_44_39883